F1578

REFERÁLVA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

R

L: 040893

GEOFIZICA

Tomul 19
1981

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

Colegiul de redacție

Redactor șef:

Acad. SABBA ȘTEFĂNESCU

Redactor șef adjunct:

Prof. LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România

Membri: Prof. RADU BOTEZATU, membru corespondent al Academiei R. S. România, DRAGOMIR ROMANESCU, MARIUS VISARION, VALERIU VARODIN

Secretar responsabil de redacție: DOREL ZUGRĂVESCU

Toute commande de l'étranger pour les travaux parus aux Editions de l'Académie de la République Socialiste de Roumanie sera adressée à ILEXIM Departamentul Export-Import Presă, P.O. Box 136—137, télex 11226, 79517 Bucarest, 3, str. 13 Decembrie Roumanie

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții. Revistele se pot procura (direct sau prin poștă) și prin punctul de desfacere din cadrul Editurii Academiei.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Colegiul de redacție al revistei pe adresa: str. Alex. Sahia, nr. 19 — 21, 70 201 București, tel. 12.31.96.

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

79717 București, Calea Victoriei 125, tel. 50.76.80

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOFIZICĂ

TOM 19 1981

SUMAR

I. CORNEA, D. VOICULESCU şi M. C. ONCESCU, Reţeaua seismică cu telemetrare a Republicii Socialiste România 3

D. ENESCU, V. ŞMALBERGHER, Energia seismică eliberată de focarele cutremurelor tectonice. Particularizări şi aplicaţii la cutremurele din Vrancea . 13

C. RADU, V. KARNÍK, GABRIELA POLONIC, D. PROCHÁZKOVÁ şi Z. SCHENKOVÁ, Harta macroseismică a cutremurului vrîncean din 4 martie 1977 25

A. APOSTOL, MARIA MOLNAR-VERESS, D. SVORONOS, Date preliminare asupra unor fenomene cu caracter precursor ale seismelor intermediare . . 31

MARIA STĂNICĂ, D. STĂNICĂ, Utilizarea cîmpului electromagnetic natural al Pămîntului la elaborarea unui model structural în zona de curbură a Carpaţilor Orientali 41

M. VISARION, S. VELICIU, Unele consideraţii asupra fluxului termic scăzut din Bazinul Transilvaniei, ... 53

C. DEMETRESCU, M. ENE, MARIA ANDREESCU, Asupra regimului geotermic al Depresiunii Transilvaniei 61

I. BORUGĂ, ŞT. AIRINEI: Observaţii în legătură cu urmărirea temperaturii fluidului de foraj într-un grup de sonde executate pe aria unei structuri complexe din nord-estul Banatului 73

DOREL ZUGRĂVESCU, RAUL DOROBANŢU, Pendul de zero cu comandă electronică, ... 85

LIGIA NARCIZA ATANASIU, RADU BOTEZATU, JENICA VUCULESCU, Asupra posibilităţii de prospectare gravimetrică a unor forme structurale paleogeomorfice 103

S. RĂDAN, MARIA RĂDAN, Variante metodologice petromagnetice cu aplicaţie la studiul susceptibilităţii magnetice a unor şisturi epimetamorfice din Munţii Poiana Ruscă. II. Modele de distribuţie areală şi intrinsecă a susceptibilităţii, ... 109

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 1—168, BUCUREŞTI, 1981

T. ORBAN, H. MITROFAN, Posibilităţi de evidenţiere a accidentelor tectonice pe baza măsurătorilor electrometrice şi seismometrice 123

V. NEGOIŢĂ, Studiu privind caracteristicile petrofizice ale tipurilor de roci carbonatice din Platforma Moesică 129

M. ALBU, D. ENĂCHESCU, Despre simularea evoluţiei sistemelor hidrotermominerale subterane 143

Al XI-lea simpozion de fizica Pământului şi geofizică aplicată 157

REȚEAUA SEISMICĂ CU TELEMETRARE A REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

I. CORNEA, D. VOICULESCU și M. C. ONCESCU

Institutul Central de Fizică. Centrul de fizica Pămîntului și seismologie, București—Măgurele, C.P. M.G.—2

INTRODUCERE

După cum se știe, țara noastră are vechi tradiții în seismologie, prima stație seismică din țară — una dintre primele stații seismice din Europa — fiind instalată la București, în anul 1902.

Ulterior s-au instalat mai multe stații, dotate cu penduli mecanici orizontali, de o construcție ingenioasă, realizați de prof. Gh. Demetrescu și M. Marcopol, la București (Observatorul Astronomic), Bacău, Iași, Cîmpulung (Muscel), Focșani și Timișoara.

În anul 1937 s-au instalat primele stații cu înregistrare fotogalvanometrică, ce au funcționat în paralel cu pendulii mecanici, obținîndu-se acum înregistrări pe trei componente, cu amplificări de ordinul miilor și punîndu-se bazele cercetării activității microseismice.

În anul 1976 s-a pus problema reorganizării cercetării din R.S.R., lucru care s-a și realizat prin înființarea, la 13 ianuarie 1977 a Centrului de fizica Pămîntului și seismologie.

În urma cutremurului de la 4 martie 1977, mai multe țări ne-au acordat ajutor în aparatură seismică, astfel că au intrat în funcțiune primele stații telemetrate prin radio, care au permis organizarea unui serviciu de veghe seismică, primele stații cu înregistrare grafică și primele stații cu înregistrare pe bandă magnetică.

Ulterior s-au primit ajutoare bănești, destinate tot seismologiei, din partea PNUD, în cadrul unui Program de asistență coordonat de UNESCO și din partea S.U.A.

În anul 1978 s-a realizat prima parte a Proiectului UNESCO, constînd în livrarea și instalarea în țara noastră a 15 stații seismice cu 3 componente de tip DD-1, cu înregistrare grafică. Acestea s-au instalat atît în zona Vrancea și împrejurimi, cît și în alte puncte din țară care prezintă interes din punct de vedere seismic.

Această rețea nou înființată, de stații cu înregistrare locală, a contribuit la o mai bună cunoaștere a seismicității teritoriului nostru.

REȚEUA SEISMICĂ CU TELEMETRARE — PREZENTARE GENERALĂ

În partea a doua a Proiectului PNUD, în anul 1980 s-au instalat 10 stații seismice cu telemetrarea datelor la București și Cheia și cu sisteme moderne de înregistrare.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 3—11, BUCUREȘTI, 1981

Această reţea este destinată în mod special supravegherii zonei Vrancea, fiind compusă din staţii amplasate chiar în perimetrul activ sau în apropierea acestuia şi o parte care înconjoară Vrancea la distanţă mai mare; aceasta pentru a permite localizarea precisă, determinarea cît mai exactă a adîncimii cutremurelor intermediare, dar şi pentru obţinerea de date din alte zone seismice ale ţării noastre sau învecinate acesteia.

S-au luat măsuri pentru asigurarea funcţionării neîntrerupte a întregului sistem. Astfel, staţiile seismice se alimentează din surse de energie cu autonomie ridicată, o bună parte din ele alimentîndu-se de la panouri solare cu baterie de acumulatori în tampon, altă parte fiind alimentată de

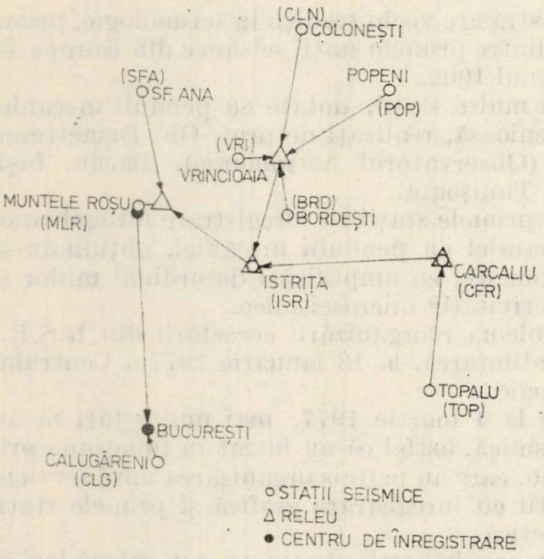


Fig. 1. — Configuraţia de ansamblu a reţelei cu telemetrare (10 staţii).

la reţea (acolo unde e posibil), de asemenea cu baterie cu acumulatori în tampon.

Datele se transmit unui centru de înregistrare şi prelucrare din Bucureşti care va fi şi el alimentat de o sursă securizată, capabilă să menţină în funcţiune timp de 10 minute toate aparatele în sarcină maximă, timp suficient pentru pornirea grupului electrogen pentru alimentare complet independentă.

O altă măsură de siguranţă a fost crearea unui al doilea centru de înregistrare a datelor la Cheia-Muntele Roşu (numai înregistrare analogă)

Configuraţia de ansamblu a reţelei este prezentată în figura 1.

În vederea stabilirii configuraţiei finale a reţelei cu telemetrare şi alegerii definitive a punctelor de amplasare a staţiilor seismice din teritoriu, s-au făcut studii geologice, s-a analizat fondul microseismic înregistrat în mai multe puncte din fiecare zonă vizată, s-au făcut studii pe hărţi topografice pentru trasarea profilelor de altitudine necesare determinării condiţiilor de propagare radio şi s-au verificat pe teren aceste legături.

Pentru a reduce cheltuielile de amenajare a stațiilor din teritoriu s-au făcut intervenții și s-a obținut acordul Ministerului Transporturilor și Telecomunicațiilor pentru folosirea în unele cazuri, a facilităților existente în anumite puncte ca stații, radiorelee.

Centrul de achiziție și prelucrare de date din București va conține, ca parte principală, un calculator de tip PDP 11—34, cu memoria extinsă de la 32 kilocuvinte cît este valoarea obișnuită la 128 kilocuvinte (valoarea maximă). Acest calculator grupează în jurul său un număr important de periferice cum ar fi : două unități de memorie pe disc, de mare capacitate (5 Mbyte fiecare), 3 unități de bandă magnetică, consolă, terminal grafic interactiv, un sistem de generare a codului de timp de mare precizie și un convertor analog digital cu 32 de canale. În afară de acesta, centrul de achiziție și prelucrare de date cuprinde un sistem de înregistrare analogă cu 2 canale de amplificare.

Ca o măsură de siguranță, acest sistem de înregistrare analogă este dublat de unul identic aflat la Cheia—Muntele Roșu.

Un element foarte important în funcționarea unui calculator îl reprezintă colecția de programe.

Calculatorul este livrat cu sistemul de operare în timp real DEC RSX11M pentru achiziție de date și posibilitatea de a fi programat în limbajul FORTRAN IV Plus, unul din cele mai evoluate limbaje de programare, pentru prelucrarea ulterioară a datelor.

Programele de prelucrare vor fi de două tipuri :

— sistemul de operare în timp real, conceput astfel ca pe lîngă prelucrarea continuă a fluxului de date ce sosesc fără întrerupere de la stațiile seismice din țară, să permită și lucrul în multiprogramare permițînd accesul mai multor utilizatori ;

— programe pentru prelucrarea de rutină a informațiilor seismice înregistrate anterior.

Prelucrarea datelor în timp real face apel atît la memoria operativă a calculatorului, cît și la memoria virtuală creată prin stocarea volumelor mari de date pe disc.

Prin stocarea pe disc se realizează și o memorie tampon pentru semnalele seismice, astfel ca la declanșarea înregistrării pe bandă (în urma detectării automate a unui cutremur), să se înregistreze și o porțiune din semnal anterioară momentului declanșării a cărei durată se alege prin program în funcție de dorința utilizatorului (de obicei 20—25 s) și poate să conțină anumite faze ale semnalului seismic care, fiind mai slabe, nu au fost detectate, dar care în acest fel nu se pierd și sînt înregistrate și ele.

Interacțiunea operator-calculator se face prin intermediul unei console-mașină de scris, iar analiza datelor seismice va fi ușurată prin existența unui terminal de afișare grafică pe tub prin intermediul căreia operatorul va putea prelua sau introduce, prin metode interactive (de comunicare în dublu sens), date în calculator.

În afară de această consolă și de terminalul de afișare grafică, sistemul de calcul mai cuprinde următoarele periferice : 3 unități de bandă, 2 unități de disc, convertorul analog-digital mai sus amintit și o bază de timp real.

Folosind un test în cinci trepte (primele trei fiind prag de amplitudine, durata oscilațiilor și amortizarea lor) calculatorul detectează automat

un eveniment seismic, şi tot automat — fără intervenţia operatorului — îl localizează (cu un program de tip HYPO) afişînd parametrii hipocentrali rezultaţi împreună cu o listă a timpilor de sosire la staţii, a reziduurilor etc. Toată această afişare apare în numai cîteva minute de la producerea cutremurului.

La intervenţia operatorului se pot face relocalizări, prin introducerea de date off-line, se pot edita buletine seismice, se pot afişa seismogramele înregistrate, se pot face spectre Fourier şi se pot edita hărţi de seismicitate. Toate acestea se fac fără să se întrerupă analiza în timp real a semnalelor seismice. Dacă în acest timp are loc un alt cutremur, calculele cerute de operator se întrerup automat pînă la terminarea execuţiei programului de localizare automată a noului cutremur.

În varianta finală, reţeaua cu telemetrare va cuprinde un număr de 18 staţii seismice, ca urmare a instalării la sfîrşitul anului 1981 a încă 8 staţii.

Reţeaua seismică telemetrată din R.S.R. va permite detectarea şi localizarea cu precizie a unui număr mai mare de cutremure. În afară de aceasta, va permite perfecţionarea sistemului de veghe seismică şi va contribui în mod substanţial la lărgirea şi diversificarea cercetărilor seismologice din ţara noastră.

PERFORMANŢELE REŢELEI SEISMICE CU TELEMETRARE

Performanţele reţelei sînt analizate din punctul de vedere : a) al erorilor minime în determinarea parametrilor hipocentrali spaţiali şi b) al cantităţii de informaţii furnizate de introducerea în calcul pentru localizare a timpilor de sosire (P sau $P + S$) la o anumită staţie.

Orice program de localizare a hipocentrelor se bazează pe rezolvarea sistemului de ecuaţii liniare supradeterminat (4 necunoscute şi n ecuaţii).

$$A \cdot x = b$$

unde A este matricea ($n \times 4$) cu derivatele parţiale ale timpului de propagare în raport cu parametrii hipocentrali, x este un vector format din cei 4 parametri hipocentrali necunoscuţi, iar b este vectorul cu n reziduuri O-C. Elementele matricei A sînt funcţie de : a) modelul de viteze ; b) configuraţia geometrică a reţelei şi c) poziţia hipocentrului faţă de reţea. Ca urmare, matricea A conţine informaţii legate de posibilitatea de a determina parametrii hipocentrali cu o anumită precizie şi de cantitatea de informaţii furnizată de fiecare timp de sosire P sau S în parte.

Folosind metoda dezvoltată de Uhrhammer (1980), descompunem matricea A în

$$\underset{(n\times 4)}{A} = \underset{(n\times 4)}{U} \cdot \underset{(4\times 4)}{\Lambda} \cdot \underset{(4\times 4)}{V^T}$$

unde matricea U este formată din vectorii proprii a lui AA^T, V din vectorii proprii a lui A^TA, iar Λ din rădăcina pătrată a valorilor proprii a lui A^TA sau AA^T (matrice diagonală).

Avînd determinate matricele U, V și Λ, se pot determina : matricea covarianțelor în spațiul parametrilor hipocentrali

$$\Gamma^2 = V \frac{\sigma^2}{\Lambda^2} V^T$$

și matricea covarianțelor în spațiul datelor de observație

$$\psi^2 = U \frac{\sigma^2}{\Lambda^2} U^T$$

unde σ este abaterea standard a unei observații.

Elementele diagonale a lui Γ reprezintă abaterile standard în determinarea parametrilor hipocentrali, iar elementele nediagonale coeficienții de corelație liniară între parametrii hipocentrali. În mod asemănător, elementele diagonale a lui ψ reprezintă lipsa de informație furnizată de timpii de sosire P sau S, iar elementele nediagonale coeficienții de corelație liniară între datele de observație respective.

A fost scris un program FORTRAN ce efectuează descompunerea matricei A, calculează matricele Γ și ψ și trasează curbele de egală valoare a abaterilor standard, a lipsei de informație și coeficienților de corelație. Analiza a fost efectuată atît pe ansamblul total de 10 stații, cît și numai pentru 5 dintre ele (MLR, ISR, VRI, CFR și TOP), cele cu cea mai mare amplificare, considerîndu-se semnificativ acest caz pentru cutremurele slabe. Abaterea standard a citirii timpilor de sosire a fost considerată 0,05 s. S-a lucrat cu un semispațiu omogen, dar s-a ținut cont de altitudinea stațiilor. Au fost luate în considerație 2 cazuri, unul pentru cutremurele normale ($h = 20$ km, $V_p = 5{,}0$ km/s, $V_s = 2{,}9$ km/s) și altul pentru cutremure intermediare ($h = 100$ km, $V_p = 6{,}5$ km/s, $V_s = 3{,}8$ km/s).

Modelul semispațiului omogen a fost ales pentru a nu mări timpul de calcul, considerîndu-se că în localizări se folosește un model de viteze ce corespunde realității ; ca urmare, valorile abaterilor standard și ale coeficienților de corelație reprezintă niște valori minime. În toate figurile, cu linie continuă s-au reprezentat curbele pentru cutremure normale, cu linie întreruptă curbele pentru cutremure intermediare. Dreptunghiul desenat pe figuri reprezintă aria epicentrală vrînceană de maximă activitate seismică.

Întrucît între coordonatele hipocentrale orizontale s-au observat în toate cazurile corelații mici, curbele coeficientului de corelație r_{xy} nu sînt date ; în graficele ce reprezintă r_{xz} și r_{yz}, linia groasă corespunde valorii $r = 0{,}7$, adică unui nivel de încredere de 95% în corelația liniară.

Din analiza figurilor reiese că aria epicentrală vrînceană de maximă activitate seismică, cît și o mare zonă la sud-est de aceasta, este bine „acoperită" de configurația geometrică a rețelei, atît din punct de vedere al celor mai mici erori în determinarea parametrilor hipocentrali și al celor mai mici coeficienți de corelație între aceștia, cît și din punct de vedere

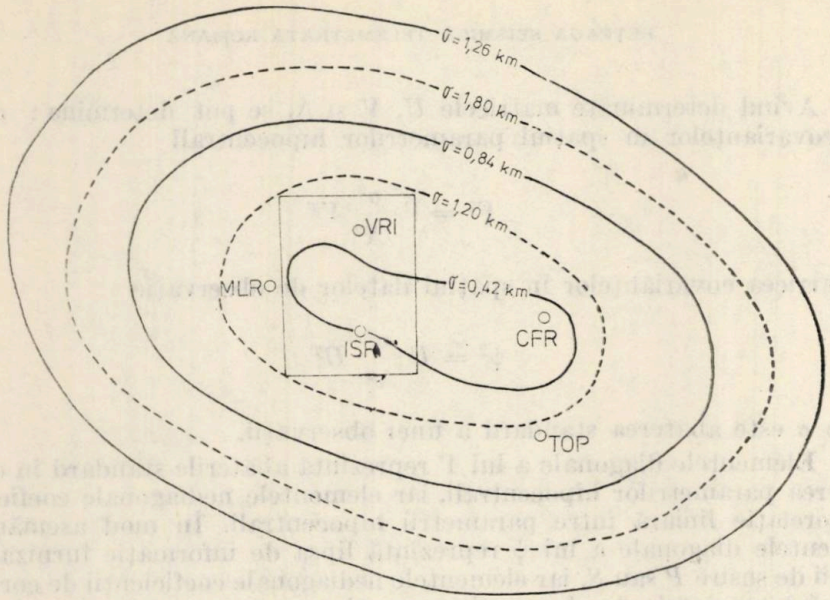


Fig. 2. — Abaterile standard în determinarea longitudinii epicentrului (cazul cu 5 stații).

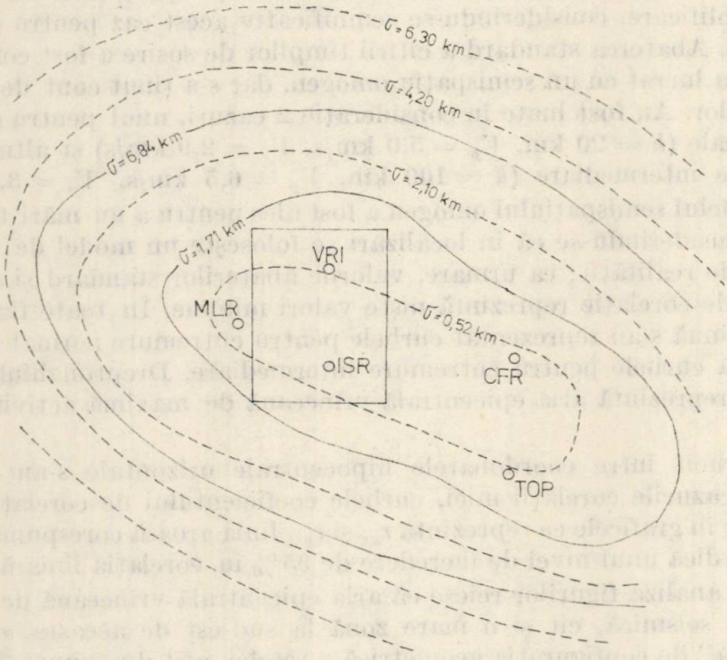


Fig. 3. — Abaterile standard în determinarea adîncimii focarului (cazul cu 5 stații).

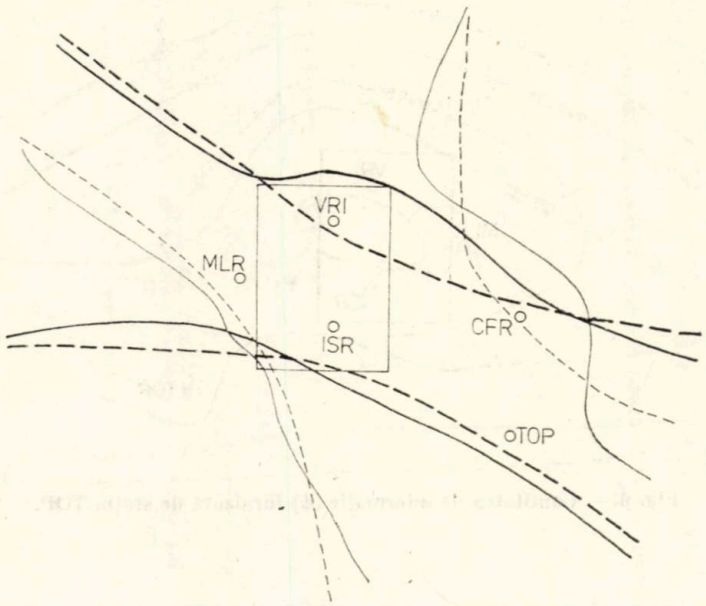


Fig. 4. — Coeficienții de corelație r_{xz} — linii subțiri — și r_{yz} — linii groase — pentru valoarea $|r| = 0{,}7$ (cazul cu 5 stații). Între curbe este zona cu $|r| < 0{,}7$.

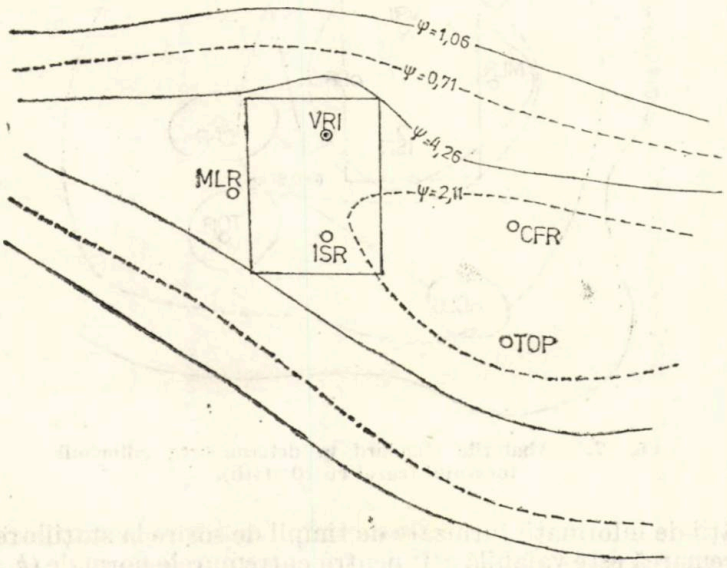


Fig. 5. — Cantitatea de informație (ψ) furnizată de timpul de sosire la stația VRI în localizarea hipocentrului cu cele 5 stații de amplificare maximă (unități arbitrare).

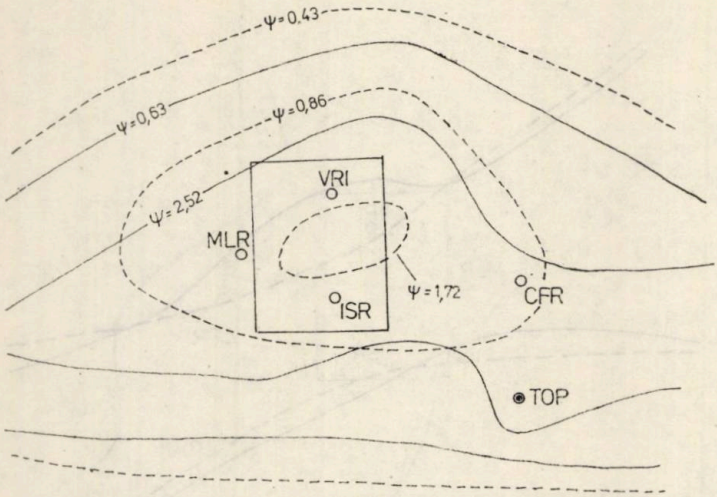


Fig. 6. — Cantitatea de informație (ψ) furnizată de stația TOP.

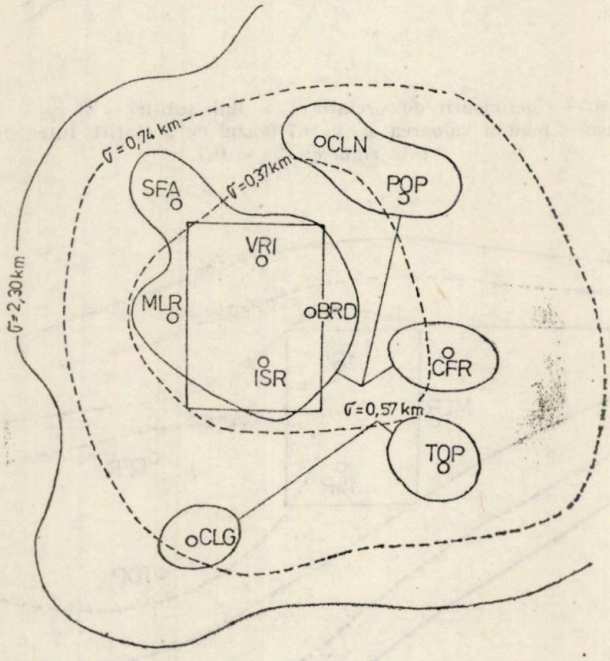


Fig. 7. — Abaterile standard în determinarea adîncimii focarului (cazul cu 10 stații).

al cantității de informații furnizate de timpii de sosire la stațiile respective. Această remarcă este valabilă atît pentru cutremurele normale ($h = 20$ km) cît și pentru cele intermediare ($h = 100$ km).

Primit la redacție 10 martie 1981.

BIBLIOGRAFIE

UHRHAMMER, R. A. (1980), *Analysis of small seismographic station networks.* Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 1369—1379.

THE TELEMETERED SEISMIC NETWORK OF THE S.R. OF ROMANIA

(ABSTRACT)

The general configuration of the telemetered seismic network and of the data acquisition and processing center is presented. The network capabilities are analysed : the variances of the hypocenter parameters, the linear correlation coefficients between them and the quantity of information provided by the arrival times at the network stations.

ENERGIA SEISMICĂ ELIBERATĂ DE FOCARELE CUTREMURELOR TECTONICE. PARTICULARIZĂRI ŞI APLICAŢII LA CUTREMURELE DIN VRANCEA

D. ENESCU şi V. ŞMALBERGHER

Centrul de fizica Pămîntului şi seismologie, Bucureşti — Măgurele

INTRODUCERE

Unul din parametrii fizici cei mai importanţi ai cutremurelor de pămînt este energia eliberată de focarele acestora sub formă de unde seismice. Există numeroase soluţii privind estimarea acestui parametru. Printre acestea se află şi soluţia dată de Enescu (1961, 1963).

Relaţia obţinută de Enescu (1961, 1963) are la bază modelul de sursă seismică fundamentat de Vvedenskaia (1956, 1959) în concepţia teoriei dislocaţiei. Această relaţie a fost folosită mai tîrziu (Enescu, 1976 a; Enescu şi Georgescu 1976) la fundamentarea teoretică a metodei bazată pe folosirea frecvenţei predominante pentru determinarea parametrilor geometrici şi fizici ai focarelor de cutremure, metodă care a fost aplicată la cazul cutremurelor din Vrancea (Enescu, 1976 b; Enescu et al. 1978, 1979; Enescu, 1980; 1981).

După cum au demonstrat Enescu (1980) şi Enescu şi Şmalbergher (1980), modelul de sursă teoretică fundamentat de Vvedenskaia (1956, 1959) nu este pe deplin acceptabil pentru focarele cutremurelor intermediare puternice din Vrancea. Tot aceşti autori au demonstrat că modelul teoretic potrivit pentru focarele vrîncene este acela fundamentat teoretic de Kostrov (1964, a; 1964, b; 1970).

Între cele două modele amintite mai sus există totuşi o asemănare şi anume aceea că ambele sînt caracterizate de aceleaşi suprafeţe nodale. Printre deosebirile dintre cele două modele este şi aceea care priveşte funcţiile de directivitate ale sursei.

Este foarte important, după cum rezultă de mai sus, să se ştie dacă cele două modele diferă şi din punctul de vedere al energiei seismice.

De aceea, în lucrarea de faţă ne-am propus să stabilim ecuaţiile care exprimă energia seismică emisă de sursa Kostrov, să particularizăm aceste ecuaţii la cazul cutremurelor vrîncene şi, un lucru important, să comparăm relaţia finală dedusă în această lucrare cu aceea stabilită de Enescu (1961, 1963). Sînt prezentate, de asemenea, rezultatele cîtorva aplicaţii la cutremurele intermediare puternice din Vrancea. Interpretarea rezultatelor şi concluziile fac obiectul ultimei părţi a lucrării.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 13–24, BUCUREŞTI, 1981

I. ENERGIA SEISMICĂ ELIBERATĂ DE FOCARELE CUTREMURELOR TECTONICE

Ținînd seamă de rezultatele lui Kostrov (1964, a; 1964, b; 1970), se pot scrie, pentru dipolul dublu care se propagă cu viteza $v < V_S$ pe o suprafață (de faliere) de formă eliptică aflată în planul $y = 0$, următoarele ecuații ale cîmpului de deplasări:

— în unda P

$$U_P = \frac{\tau B(v)}{\rho V^3{}_P R^3} \cdot \frac{2xy}{\left[1 - \frac{v^2}{V_P^2}\frac{z^2}{R^2} - \varepsilon^{-2}\frac{v^2}{V_P^2}\frac{x^2}{R^2}\right]^2}\left(t - \frac{R}{V_P}\right)^2; \tag{1}$$

— în unda S

$$U_S = \frac{\tau B(v)}{\rho V_S^3 R^3} \frac{[R^2(x^2 + y^2) - 4x^2y^2]^{1/2}}{\left[1 - \frac{v^2}{V_S^2}\frac{z^2}{R^2} - \varepsilon^{-2}\frac{v^2}{V_S^2}\frac{x^2}{R^2}\right]^2}\left(t - \frac{R}{V_S}\right)^2, \tag{2}$$

în care V_P și V_S sînt vitezele undelor P și S; ρ — densitatea; v este viteza de propagare a ruperii; ε reprezintă raportul dintre axa mare și axa mică a elipsei ce mărginește suprafața de faliere; R este distanța de la sursă la un punct oarecare $M(x, y, z)$ din mediu ($R > r$, unde r este raza echivalentă a suprafeței de faliere); t este timpul; τ reprezintă stressul care acționează pe suprafața de faliere. Din modul în care Kostrov (1964, a; 1964, b; 1970) a formulat problema, rezultă că τ este chiar căderea de stress, adică

$$\tau = \Delta\sigma. \tag{3}$$

Funcția $B(v)$ este exprimată de relația

$$B(v) = \frac{2v^4}{J(v)}, \tag{4}$$

în care

$$J(v) = \int_0^\infty \left[\frac{4V_S^2\left(\nu + \frac{1}{2}V_S^{-2}\right) - \nu\sqrt{V_P^{-2} + \nu}\sqrt{V_S^{-2} + \nu}}{\sqrt{V_S^{-2} + \nu}} + \sqrt{V_S^{-2} + \nu}\right] \frac{d\nu}{(v^{-2} + \nu)^2}, \tag{5}$$

unde variabila de integrare ν are dimensiuni de invers de viteză la pătrat.

După cum se știe, expresia fluxului de energie pe o suprafață Σ închisă, care înconjoară focarul, este

$$\frac{dE_{P,S}}{dt} = \rho V_{P,S} \iint_\Sigma \left[\frac{\partial U_{P,S}}{\partial t}\right]^2 d\Sigma. \tag{6}$$

Să presupunem că Σ este o sferă de rază arbitrară R ($R \gg r$) și să luăm în considerare coordonatele sferice R, α, β, adică

$$x = R \sin \alpha \cos \beta$$
$$y = R \sin \alpha \sin \beta \tag{7}$$
$$z = R \cos \alpha.$$

Prin urmare, putem scrie

$$\frac{dE_P}{dt} = \frac{16(\Delta\sigma)^2 B^2(v) t^2}{\rho V_S^5} I_1;$$
$$\frac{dE_S}{dt} = \frac{4(\Delta\sigma)^2 B^2(v) t^2}{\rho V_S^5} [I_2 + I_3 - 4I_4], \tag{8}$$

unde

$$I_1 = \int_0^{\pi} \sin^5\alpha \, d\alpha \int_0^{2\pi} \frac{\sin^2\beta \cos^2\beta \, d\beta}{\left[1 - \frac{v^2}{V_P^2} \cos^2 \alpha - \varepsilon^{-2} \frac{v^2}{V_P^2} \sin^2\alpha \cos^2 \beta\right]^4} \tag{9}$$

$$I_2 = \int_0^{\pi} \sin^3\alpha \, d\alpha \int_0^{2\pi} \frac{\sin^2\beta \, d\beta}{\left[1 - \frac{v^2}{V_S^2} \cos^2\alpha - \varepsilon^{-2} \frac{v^2}{V_S^2} \sin^2 \alpha \cos^2 \beta\right]^4} \tag{10}$$

$$I_3 = \int_0^{\pi} \sin^3\alpha \, d\alpha \int_0^{2\pi} \frac{\cos^2\beta \, d\beta}{\left[1 - \frac{v^2}{V_S^2} \cos^2\alpha - \varepsilon^{-2} \frac{v^2}{V_S^2} \sin^2 \alpha \cos^2 \beta\right]^4} \tag{11}$$

$$I_4 = \int_0^{\pi} \sin^5 \alpha \, d\alpha \int_0^{2\pi} \frac{\sin^2 \beta \cos^2 \beta \, d\beta}{\left[1 - \frac{v^2}{V_S^2} \cos^2 \alpha - \varepsilon^{-2} \frac{v^2}{V_S^2} \sin^2\alpha \cos^2 \beta\right]^4} \tag{12}$$

Rezultă că energia seismică emisă de sursă este exprimată de relațiile:

— în unda P

$$E_P = Q_P (\Delta\sigma)^2 (\Delta t_P)^3, \tag{13}$$

unde

$$Q_P = \frac{16 B^2(v) I_P}{3\rho V_P^5}, \quad I_P = I_1;$$

— în unda S

$$E_S = Q_S (\Delta\sigma)^2 (\Delta t_S)^3, \tag{14}$$

în care

$$Q_S = \frac{4\,B^2(v)\,I_S}{3\,\rho V_S^5}\;;\; I_S = I_2 + I_3 - 4I_4$$

și, evident

$$E_s = E_P + E_S = [Q_P(\Delta t_P)^3 + Q_S(\Delta t_S)^3]\,(\Delta\sigma)^2.$$

Mărimea $\Delta t = \Delta t_P$, Δt_S reprezintă timpul de creștere a primei deplasări în undele P, respectiv S generate de sursă (Keilis-Borok, 1950, 1951; Kostrov, 1964 a; 1964 b; 1970).

Pentru oscilațiile generate de sursă se poate admite

$$\Delta t_P \simeq \Delta t_S = \Delta t. \tag{15}$$

Prin urmare,

$$E_s \simeq Q_1(\Delta\sigma)^2\,(\Delta t)^3, \tag{16}$$

unde

$$Q_1 = Q_P + Q_S.$$

Relațiile de mai sus reprezintă formule cu ajutorul cărora se poate calcula energia eliberată de focarele cutremurelor tectonice sub formă de unde longitudinale (relația 13), transversale (relația 14) sau energia seismică totală (relația 16). Folosirea acestor relații cere, printre altele, rezolvarea integralelor (5) și (9)—(12).

II. PARTICULARIZAREA FORMULELOR PENTRU CAZUL CUTREMURELOR INTERMEDIARE DIN VRANCEA

La rezolvarea integralelor (5) și (9)—(12) și pentru celelalte calcule cerute de aplicarea relațiilor de mai sus, am luat în considerare următoarele valori

$$V_P \simeq (7{,}8 - 8{,}1)\,10^5\ \text{cm/s}\;;\; V_S \simeq 4{,}5 \cdot 10^5\ \text{cm/s}\;;$$
$$\mu = \rho V_S^2 \simeq 6{,}8 \cdot 10^{11}\ \text{dyne/cm}^2\;;\; \varepsilon \simeq 1{,}7\;;\; v = 0{,}9\ V_S. \tag{17}$$

Valorile parametrilor V_P, V_S și μ din (17) sînt caracteristice, bineînțeles, zonei cutremurelor intermediare vrîncene și ele sînt identice sau foarte apropiate de valorile luate în considerare de majoritatea cercetărilor. Mărimea $\varepsilon \simeq 1{,}7$ a fost estimată de Enescu (1980; 1981) pentru cutremure vrîncene de magnitudini $5{,}3 \leqslant M \leqslant 7{,}4$. Mărimea vitezei v de propagare a ruperii a fost estimată de Enescu (1980; 1981) ca fiind una din valorile cele mai probabile pentru cazul puternicului cutremur din 4 martie 1977.

Integralele (9)—(12) au putut fi rezolvate analitic numai în funcție de variabila β. De exemplu, integrala (10) rezolvată în funcție de variabila β se reduce la următoarea formă

$$I_2 = \frac{\pi}{8}\int_0^{\pi}\left(\frac{1}{p^5\,m^3} + \frac{2}{p^3\,m^5} + \frac{5}{pm^4}\right)\sin^3\alpha\,\mathrm{d}\alpha, \tag{18}$$

unde

$$p = \sqrt{1 - a^2 \cos^2 \alpha - a^2 c^2 \sin^2 \alpha}\ ; \tag{19}$$

$$m = \sqrt{1 - a^2 \cos^2 \alpha}\ ;\ a = \frac{v}{V_S}\ ;\ c = \varepsilon^{-1}.$$

Toate celelalte integrale, adică (9), (11) și (12), au fost reduse la integrale similare cu (18) folosind același procedeu.

Aceste integrale, adică cele de tipul (18), au fost calculate numeric prin metoda Romberg cu ajutorul subrutinei QATR existentă în biblioteca SSP a calculatorului IBM—370.

Integrala (5) a fost rezolvată în modul următor. După schimbările succesive de variabile $\nu = z^2$, $\frac{z}{V_S^{-1}} = \operatorname{tg} u$ și $\sin u = \xi$, această integrală se reduce la forma

$$J(v) = 2v^4 V_S^{-3} [4J_1(v) + J_2(v)], \tag{20}$$

unde

$$J_1(v) = \int_0^1 \frac{{}^1/_4 (\xi^2 + 1)^2 - \xi^2 \sqrt{\frac{1 + 2{,}24\ \xi^2}{3{,}24}}}{[1 + \xi^2 (V_S^{-2} v^2 - 1)]^2 \sqrt{(1 - \xi^2)^3}}\ \xi\, d\xi \tag{21}$$

$$J_2(v) = \int_0^1 \frac{\xi\, d\xi}{[1 + \xi^2 (V_S^{-2} v^2 - 1)]^2 \sqrt{1 - \xi^2}}. \tag{22}$$

Întrucît pentru $\xi = 1$ funcția de integrare din relația (21) prezintă o nedeterminare iar cea din relația (22) este infinită, trebuie calculate limitele

$$J_1(v) = \lim_{\zeta \to 0} \int_0^{1-\zeta} \frac{{}^1/_4 (\xi^2 + 1)^2 - \xi^2 \sqrt{\frac{1 + 2{,}24\ \xi^2}{3{,}24}}}{[1 + \xi^2 (V_S^{-2} v^2 - 1)]^2 \sqrt{(1 - \xi^2)^3}}\ \xi\, d\xi$$

$$J_2(v) = \lim_{\zeta \to 0} \int_0^{1-\zeta} \frac{\xi\, d\xi}{[1 + \xi^2 (V_S^{-2} v^2 - 1)]^2 \sqrt{1 - \xi^2}}.$$

Am calculat aceste integrale prin metoda Romberg între limitele $(0,\ 1 - \zeta)$, dînd lui ζ valori din ce în ce mai mici. S-a obținut astfel o serie de valori pentru fiecare integrală, valori care începînd de la o anumită valoare a lui ζ foarte mică ($\zeta = 5 \cdot 10^{-5}$) prezintă diferențe care se situează sub limita erorii absolute de calcul.

Pentru a verifica precizia rezolvării prin metoda Romberg, integrala $J_1(v)$ în forma sa inițială, adică fără schimbările de variabile arătate mai

sus, a fost evaluată numeric şi prin metoda Simpson. S-au luat în considerare pentru limita superioară de integrare valori din ce în ce mai mari, iar pentru intervalele de integrare valori din ce în ce mai mici. Am obţinut astfel un şir de valori a căror limită tinde spre valoarea integralei determinată prin metoda Romberg.

Tot pentru verificare, integrala $J_2(v)$ a fost recalculată numeric utilizînd tot metoda Romberg, însă folosind forma

$$J_2(v) = \int_0^{\pi/2} \frac{\sin u \, du}{[1 + (V_S^{-2} v^2 - 1) \sin^2 u]^2},$$

care nu mai necesită evaluarea integralei la limită cînd $u \to \frac{\pi}{2}$, deoarece funcţia de integrare este finită.

Calculele făcute în modul arătat mai sus au condus la următoarele valori

$$I_1 \simeq 1{,}12\,; \; I_2 \simeq 24{,}21\,; \; I_3 \simeq 35{,}44\,; \; I_4 \simeq 3{,}29 \tag{23}$$

$$J \simeq 1{,}708 \cdot 10^6 \text{ cm/s}. \tag{24}$$

Luînd în considerare valorile (17) şi (23)—(24), relaţiile (13), (14) şi (16) capătă, în cazul cutremurelor intermediare din Vrancea, următoarea formă

$$E_P \simeq (3{,}8 - 4{,}6) \cdot 10^3 \, (\Delta\sigma)^2 \, (\Delta t_P)^3\,; \tag{25}$$

$$E_S \simeq 7{,}3 \cdot 10^5 \, (\Delta\sigma)^2 \, (\Delta t_S)^3 \tag{26}$$

$$E_s = E_P + E_S \simeq [4{,}2 \cdot 10^3 \, (\Delta t_P)^3 + 7{,}3 \cdot 10^5 (\Delta t_S)^3] (\Delta\sigma)^2 \tag{27}$$

sau

$$E_s \simeq 7{,}34 \cdot 10^5 (\Delta\sigma)^2 \, (\Delta t)^3. \tag{28}$$

Ţinînd seamă de (15) rezultă

$$q = \frac{E_S}{E_P} \simeq 159 - 192. \tag{29}$$

Ştiind că energia unei unde seismice este aproximativ proporţională cu pătratul amplitudinii vitezei de oscilaţie în unda respectivă, rezultă următoarea valoare a raportului mediu al amplitudinilor în undele S şi P

$$\left| \frac{A_S}{A_P} \right| \simeq 13. \tag{30}$$

Prin urmare, în cazul cutremurelor din Vrancea, energia generată de sursă sub formă de unde transversale este de aproximativ 160—190 ori mai mare decît energia generată sub formă de unde longitudinale. Adică unda transversală are amplitudini care sînt, în medie, de circa 13 ori mai mari decît amplitudinile undei longitudinale.

III. COMPARAREA REZULTATELOR CU FORMULA DEDUSĂ DE ENESCU (1961, 1963)

Enescu (1961, 1963) a stabilit, pe baza modelului de sursă seismică fundamentat teoretic de Vvedenskaia (1956, 1959), următoarea relație pentru energia seismică

$$E_s \simeq \left[\frac{4\rho V_S^4}{3\pi V_P^3} + \frac{\rho V_S}{3\pi}\right] \frac{r^2 b^2}{\Delta t}. \tag{31}$$

Menționăm că metoda frecvenței predominante pentru determinarea parametrilor geometrici și fizici ai focarelor de cutremure se bazează, printre altele, pe relația (31).

Metoda frecvenței predominante în varianta dată de Enescu și Georgescu (1976) arată că

$$r = C \frac{\eta}{\omega_0}, \tag{32}$$

unde ω_0 este frecvența predominantă a oscilațiilor generate de sursă; η reprezintă eficiența seismică iar C este o constantă care are expresia

$$C = \frac{9\,\pi^3 K\,(3K^2-2)V_S}{16\,(K^3+4)} \cdot 2k\,(k^2-1)\,;\; k \simeq 0{,}4. \tag{33}$$

Se știe de asemenea că

$$\Delta t = \frac{\pi}{2\omega_0}. \tag{34}$$

După Keilis-Borok (1959), căderea de stress este exprimată de relația

$$\Delta\sigma = \frac{3\pi(3K^2-2)}{16\,K^2}\,\mu\frac{b}{r}, \qquad K = V_P/V_S \tag{35}$$

în care r este raza echivalentă a suprafeței de faliere și b reprezintă dislocația medie în focar.

Ținînd seamă de (32)—(35), relația (31) capătă forma

$$E_s \simeq Q_2'(\Delta\sigma)^2\,(\Delta t)^3, \tag{36}$$

unde

$$Q_2 = \frac{16\,\mu}{3\pi^5 V_S}\left[\frac{4}{K^3}+1\right]\left[\frac{16K^2C^2\eta_i^2}{3\pi(3K^2-2)\mu}\right]^2. \tag{37}$$

Constatăm că forma relației (36) este identică cu aceea a relației (16), deși ele au fost deduse independent una de alta și exprimă energia seismică generată de două surse seismice fundamentate teoretic în mod foarte diferit.

Prin urmare, deşi cele două modele teoretice de sursă seismică diferă foarte mult din punctul de vedere al funcţiilor de directivitate şi, evident, şi din alte puncte de vedere, energia seismică eliberată de ele este exprimată de formule care au forme identice.

Această coincidenţă privind forma relaţiilor (16) şi (36) nu este întîmplătoare dacă ne gîndim la faptul că energia seismică este un invariant în raport cu rotaţia sistemului de axe al sursei, adică ea nu depinde de directivitatea sursei. Această directivitate se manifestă, după cum se ştie, prin variaţia densităţii de energie cu direcţia.

Luînd în considerare valorile exprimate de (17) pentru V_P, V_S şi μ, precum şi eficienţa seismică $\eta \simeq 0{,}2$ estimată de Enescu et al. (1978, 1979) şi Enescu (1980; 1981) pentru cutremurele din Vrancea, relaţia (36) devine

$$E_s \simeq 8{,}42 \cdot 10^5 (\Delta\sigma)^2 (\Delta t)^3. \tag{38}$$

Valorile foarte apropiate ale factorilor Q_1 şi Q_2 $\left(Q_1 \simeq 7{,}34 \cdot 10^5 \frac{\text{cm}^5}{\text{s}^3 \cdot \text{dyne}} \right.$ şi $\left. Q_2 \simeq 8{,}42 \cdot 10^5 \frac{\text{cm}^5}{\text{s}^3 \cdot \text{dyne}} \right)$, evaluate în mod independent, demonstrează că relaţiile (16) şi (36) (sau cele care corespund cazului particular al cutremurelor vrîncene — relaţiile (28) şi (38)) practic coincid, deşi ele sînt deduse pe baza a două modele de sursă diferite.

IV. APLICAŢII

Pentru a vedea în ce măsură relaţia (28) dă rezultate concludente, am aplicat-o la cîteva cutremure vrîncene de magnitudini $5{,}3 \leqslant M \leqslant 7{,}4$ (tabelul). Valorile parametrilor $\Delta\sigma$ şi Δt sînt cele stabilite de Enescu et al. (1978, 1979).

Tabel

Nr.	Cutremurul	φ_N^0	λ_E^0	h	M	Δt(s)	$\Delta\sigma(10^8$ dyne/cm^2)	E_s(ergi)	E_s(ergi) *
1	22 oct. 1940 06^h37^m	45.8	26.4	125	6.5	0.86	0.91	$3{,}9 \cdot 10^{21}$	$3{,}5 \cdot 10^{21}$
2	10 nov. 1940 01.39	45.8	26,7	133	7,4	1,63	1,33	$5{,}6 \cdot 10^{22}$	$7{,}9 \cdot 10^{22}$
3	7 sept. 1945 15.48	45,9	26,5	80	6,3 6,5	0,72 0,72	0,82 0,88	$1{,}8 \cdot 10^{21}$ $2{,}1 \cdot 10^{21}$	$1{,}8 \cdot 10^{21}$ $3{,}5 \cdot 10^{21}$
4	9 dec. 1945 06.08	45.7	26.8	80	6.0	0.49	0,72	$4{,}5 \cdot 10^{20}$	$6{,}3 \cdot 10^{20}$
5	29 mai 1948 04.48	45,8	26,5	130	5,75	0,41	0,65	$2{,}1 \cdot 10^{20}$	$2{,}7 \cdot 10^{20}$
6	26 ian. 1960 20.27	45.8	26,2	140	5,3	0,40	0,56	$1{,}5 \cdot 10^{20}$	$0{,}6 \cdot 10^{20}$
7	4 martie 1977 19.22	45,8	26.8	100	7,2	1,60	1,24	$4{,}6 \cdot 10^{22}$	$4{,}0 \cdot 10^{20}$

*) Ultima coloană prezintă valorile E_s estimate cu ajutorul relaţiei energie-magnitudine $\log E_s = 1{,}5\ M + 11{,}8$ (Gutenberg şi Richter, 1956).

Este explicabil faptul că valorile E_s obținute sînt apropiate (vezi tabelul) de valorile calculate cu ajutorul formulei

$$\log E_s = 1{,}5\, M + 11{,}8. \tag{39}$$

(Gutenberg și Richter, 1956).

Menționăm că relația (39) este unanim acceptată ca formulă valabilă și pentru cutremurele intermediare vrîncene.

Trebuie să precizăm faptul că mărimea $Q_1 = Q_P + Q_S$, pentru care noi am stabilit o singură valoare corespunzătoare cutremurelor intermediare vrîncene $\left(Q_1 \simeq 7{,}34 \cdot 10^5 \dfrac{\text{cm}^5}{\text{s}^3 \cdot \text{dyne}}\right)$, variază, în realitate, de la un cutremur la altul. Pentru calculul ei noi am luat în considerare (vezi valorile (17)) niște valori medii pentru V_P, V_S și μ și o singură valoare pentru viteza de rupere v corespunzătoare unui singur cutremur (4 martie 1977). Un calcul mai riguros impune luarea în considerare a valorilor parametrilor V_P, V_S, μ și v corespunzătoare fiecărui cutremur chiar dacă este vorba de aceeași zonă seismică și același tip de cutremure (intermediare). Aceasta conduce, evident, la cîte o valoare Q_1 pentru fiecare cutremur.

Comentariul făcut mai sus pentru factorul Q_1 este valabil, cel puțin parțial, și pentru mărimea Q_2.

Totuși, valoarea „medie" obținută $\left(Q_1 \simeq 7{,}34 \cdot 10^5 \dfrac{\text{cm}^5}{\text{s}^3 \cdot \text{dyne}}\right)$ satisface (vezi tabelul) precizia cerută în calculul energiei seismice.

V. INTERPRETAREA REZULTATELOR. CONCLUZII

Rezultatele obținute în această lucrare oferă o bază de discuții privind problema estimării energiei seismice eliberate de cutremurele tectonice, în general, și a celor din Vrancea, în particular.

1) Astfel, relațiile (13), (14) și (16) exprimă dependența energiei seismice de principalii parametri ai focarelor de cutremure (evident și de proprietățile fizice ale mediului, exprimate de ρ, V_P și V_S), în concepția sursei teoretice echivalente acestor focare reprezentată de dipolul dublu care se propagă cu viteza $v < V_S$.

2) Particularizările făcute pentru cazul cutremurelor intermediare din Vrancea conduc la relațiile (25), (26) și (28), în care valorile coeficienților $Q_P \simeq 4{,}2 \cdot 10^3 \dfrac{\text{cm}^5}{\text{s}^3 \cdot \text{dyne}}$, $Q_S \simeq 7{,}3 \cdot 10^5 \dfrac{\text{cm}^5}{\text{s}^3 \cdot \text{dyne}}$ și $Q_1 \simeq 7{,}34 \cdot 10^5 \dfrac{\text{cm}^5}{\text{s}^3 \cdot \text{dyne}}$ sînt niște valori „medii". În mod foarte riguros, este necesar să se determine valorile acestor coeficienți pentru fiecare cutremur.

3) Aplicațiile făcute pentru șapte cutremure vrîncene de magnitudini $5{,}3 \leqslant M \leqslant 7{,}4$ arată că, totuși, valoarea medie calculată pentru factorul Q_1 oferă o precizie satisfăcătoare privind estimarea energiei seismice. Prin urmare, aplicațiile efectuate pentru cele șapte cutremure vrîncene

reprezintă unul din mijloacele prin care s-a verificat precizia determinării mărimii Q_1.

4) Relaţia (29) arată că, în cazul cutremurelor intermediare din Vrancea, energia generată de sursă sub formă de unde transversale este de aproximativ 160—190 ori mai mare decît energia generată sub formă de unde longitudinale. Adică, unda transversală are amplitudini care sînt, în medie, de circa 13 ori mai mari decît amplitudinile undei longitudinale (relaţia (30)). Această constatare, făcută pe cale teoretică, este în concordanţă satisfăcătoare cu datele de observaţie oferite de înregistrările cutremurelor din Vrancea efectuate la distanţe hipocentrice relativ mici (deşi relativ mici, este vorba totuşi de distanţe $R > r$). Chiar dacă unele date de observaţie indică un raport mediu $|A_S/A_P|$ mai mic de 13, aceasta se explică prin mecanismul de producere a cutremurelor şi prin faptul că undele transversale sînt mai puternic atenuate în mediul de propagare decît cele longitudinale. Evident, comparaţia valorii medii teoretice $|A_S/A_P| \simeq 13$ cu valori obţinute din datele de observaţie oferite de înregistrări efectuate la distanţe hipocentrice foarte mari este mai puţin sau chiar nu este plauzibilă, întrucît ponderea influenţei mediului de propagare creşte, bineînţeles, pe măsură ce ne referim la distanţe din ce în ce mai mari faţă de focar. Comparaţii plauzibile s-ar putea face, evident, în cazul în care înregistrările ar fi deconvoluate pentru eliminarea influenţei mediului.

5) Concordanţa semnalată la punctul 4) vine ca o dovadă în plus că dipolul dublu care se propagă cu viteza $v < V_S$, este sursa seismică teoretică echivalentă focarelor cutremurelor intermediare din Vrancea.

6) Faptul că unda transversală generată de sursă, în cazul cutremurelor intermediare din Vrancea, este caracterizată de o energie mult mai mare decît energia în unda longitudinală confirmă părerea foarte importantă că undele longitudinale au o pondere mică în efectele macroseismice ale acestor cutremure. Undele transversale (de forfecare) sînt cele care determină în principal efectele distrugătoare ale cutremurelor vrîncene puternice. Această constatare a fost luată în considerare de Enescu şi Şmalbergher (1980) la determinarea funcţiilor de directivitate şi la calculul izoseistelor teoretice ale puternicelor cutremure vrîncene (22 octombrie 1940 — $M = 6{,}5$; 10 noiembrie 1940 — $M = 7{,}4$ şi 4 martie 1977 — $M = 7{,}2$).

7) După cum se ştie, sursa seismică teoretică în concepţia Vvedenskaia (1956, 1959) nu rezolvă cel mai bine problema modelării focarelor seismice vrîncene. De fapt, cercetările teoretice mai noi demonstrează că modelul Vvedenskaia prezintă unele deficienţe care îl recomandă ca model mai puţin complet decît altele.

Aceste deficienţe nu se manifestă (Enescu, 1980; Enescu şi Şmalbergher 1980) în forma suprafeţelor nodale în undele P, SH şi SV, ci se reflectă în mod categoric în forma funcţiilor de directivitate şi, implicit, în forma izoseistelor.

După cum au demonstrat Enescu (1980) şi Enescu şi Şmalbergher (1980), sursa seismică teoretică fundamentată de Kostrov (1964, a; 1964, b; 1970) modelează bine focarele vrîncene atît din punctul de vedere al suprafeţelor nodale cît mai ales din punctul de vedere al funcţiilor de directivitate şi al formei generale a izoseistelor.

Aceste constatări ar putea conduce și la părerea că relația (31) ar conține efecte ale deficiențelor teoriei modelului pe care ea se bazează.

Rezultatele acestei lucrări arată că relația (31) nu reflectă aceste deficiențe. Explicația este dată în capitolul III.

Analiza făcută în capitolul III demonstrează clar că relația (31) (vezi forma ei exprimată de (36) sau (38)) este identică cu relația (16) (vezi și forma ei exprimată de (28)) dedusă pentru modelul elaborat de Kostrov (1964, a, 1964, b, 1970).

Cum relația (31) face parte din baza teoretică a metodei frecvenței predominante pentru determinarea parametrilor focali, rezultă că această metodă nu este afectată de deficiențele amintite mai sus, iar rezultatele aplicării ei, obținute de Enescu et al. (1978, 1979) și Enescu (1980; 1981), nu necesită reanalizări.

Primit la redacție 25 septembrie 1980.

BIBLIOGRAFIE

ENESCU, D. (1961), *K opredeleniu energhii izluceaemoi ociagami zemletriasenii v vide seismiceskih voln.* Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., **10**, 1472—1474.

ENESCU, D. (1963), *Opredelenie energhii karpatskih zemletriasenii pri pomosci teorii dislocații.* Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., **12**, 1765—1768.

ENESCU, D. (1976, a), *A method for determining the geometric, dynamic and kinematic parameters of earthquake foci.* Rev. roum. de géol., géoph. et géogr., série de géoph., **20**, 41—49.

ENESCU, D. (1976, b), *Geometric and dynamic parameters of earthquake foci in the Vrancea region.* Publ. Inst. of Geophysics, A — **4** (115), 1977, 67—80, Polish Academy of Sciences. Proceedings of the XVth General Assembly of the European Seismological Commission, Krakow, 22—28 September 1976.

ENESCU, D. and GEORGESCU, A. (1976), *Contributions to the spectral theory of seismic sources and determination of the parameters of earthquake foci.* Pure and applied Geophysics, **114**, 701—710.

ENESCU, D., CRIȘAN, E., PLAVIȚĂ, R. (1978/1979), *Determination of geometric and dynamic focal parameters for some strong intermediate earthquakes in the Vrancea region.* Rev. roum. de géol., géophys. et géogr., série de geophysique **23**/1979, 39—49; În Raportul temei 30.78.1 (1978).

ENESCU, D. (1980), *Contribution to the knowledge of the focal mechanism of the Vrancea strong earthquake on March 4, 1977.* Rev. roum. de géol., géoph. et géogr., série de géoph., **24**, *1*, 3—18.

ENESCU, D. (1980, 1981), *Contributions to the knowledge of the geometrical and physical parameters of the Vrancea earthquake foci.* Rev. roum. de géol., géoph., ét géogr., série de géoph., **25**, *1*/1981; În Raportul temei 31.80.3/1980, Capitolul 2, *Date privind mecanica falierii și starea de stress în zona curburii Carpaților.*

ENESCU, D. and ȘMALBERGHER, V. (1980), *Directivity functions and theoretical isoseismal lines of the strong Vrancea earthquakes.* Rev. roum. de géol., géoph. et géogr., série de géoph., **24**, *2*, 235—254.

GUTENBERG, B., RICHTER, C. F. (1956), *Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration.* Bull. Seism. Soc. Am., **46**, 105—145.

KEILIS-BOROK, V. I. (1950), *K voprosu ob opredelenii dinamiceskih parametrov ociaga zemletriasenia.* Trudl. Geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR, **9** (136).

KEILIS-BOROK, V. I. (1951), *Graficeskie metodi rasciota dinamiceskih parametrov ociaga zemletriasenia.* Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz. **6**.

KEILIS-BOROK, V. I. (1959), *On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions.* Annali di Geofisica, **XII**, *2*, 205—214.

KOSTROV, B. V. (1964, a), *Abtomodelnie zadaci o rasprostranenii trescin kasatelnovo razriva.* Prikladnaia matematika i methanika, **28**, *5*.

KOSTROV, B. V. (1964, b), *Uprughie volnî soprovojdaiuscie rasprostranenie trescinî kasatelnovo razriva*. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., **11**, 1688–1692.
KOSTROV, B. V. (1970), *Teoria ociagov tectoniceskih zemletriasenii*. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. fiz. zemli, **4**, 84–101.
VVEDENSKAIA, A. V. (1956), Opredelenie polei smescenii pri zemletriaseniah s pomosciu teorii dislocaţii. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., **3**, 277–284.
VVEDENSKAIA, A. V. (1959), *O pole smescenii pri razrivah sposcenosti uprugoi sredi*. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., **4**, 516–526.

SEISMIC ENERGY RELEASED BY THE TECTONIC EARTHQUAKE FOCI. ADAPTATIONS AND APPLICATIONS TO THE VRANCEA EARTHQUAKES

(ABSTRACT)

Taking into account the equations of the displacement field determined by Kostrov (1964, a; 1964, b; 1970) for the seismic source represented by the double couple propagating with velocity $v < V_S$ on a faulting surface of elliptic shape, in the first part of the paper relations (13)–(16) are deduced expressing the energy released by this source in the form of longitudinal and transverse waves.

The second part particularizes relations (13)–(16) for the case of Vrancea intermediate earthquakes. This is made by taking into consideration the parameters expressed by (17) and solving the integrals (5) and (9)–(12). Thus, formulae (25)–(28) are obtained. The ratio of the energies in S and P waves (relation (29)) and the average ratio of the amplitudes in P and S waves (relation (30)) are calculated. One ascertains that theoretical values expressed by (29) and (30) are confirmed by observation data of Vrancea intermediate earthquakes.

The object of the third part is the comparison of the results obtained in this paper with those deduced by Enescu (1961, 1963) taking into consideration Vvedenskaya's model (1956, 1959). Though the two models (Kostrov and Vvedenskaya) are different and Vvedenskaya's model has some deficiencies, the results concerning the seismic energy $E_s = E_P + E_S$ released by the two sources are practically identical. The explanation is given in the paper.

The fourth part contains the results of formula (28) applied to the estimation of seismic energy released by seven Vrancea intermediate earthquakes. Obtained results are in good agreement with those deduced by formula (39) (Table).

The main conclusions of the paper are synthetized in its final part.

HARTA MACROSEISMICĂ A CUTREMURULUI VRÎNCEAN DIN 4 MARTIE 1977*

C. RADU,[1] V. KARNÍK[2], GABRIELA POLONIC[1], D. PROCHÁZKOVÁ[2] și Z. SCHENKOVÁ[2]

[1]) *Centrul de fizica Pămîntului și seismologie, București—Măgurele (România)*
[2]) *Institutul de geofizică al Academiei de științe cehoslovace, 14131 Praga 4 — Sporilov (Cehoslovacia)*

INTRODUCERE

Cutremurul din 4 martie 1977 a fost unul din cele mai puternice evenimente din istoria seismică a României (Atanasiu, 1961) și aparține bine cunoscutei categorii de cutremure subcrustale intermediare din regiunea Vrancea. Această zonă focală particulară cuprinde o arie foarte restrînsă (2000—9000 km²).

Parametrii șocului, determinați de seismologii români, sînt următorii : $H = 19^h21^m56^s$ G.M.T., $\varphi = 45{,}8°N$, $\lambda = 26{,}8°E$, $I =$ VIII(MSK-64), $M = 7{,}2$, $m = 6{,}9$.

Diferiți parametri, proprietăți și efecte ale șocului au fost studiați imediat de diverse echipe naționale și internaționale iar unele rezultate preliminare au fost deja raportate (Radu et al., 1977 ; Ambraseys, 1978 ; Despeyroux, 1978 ; Mândrescu, 1978 ; Mârza, 1978 ; Peterschmitt, 1977). În această lucrare se prezintă rezultatele compilării hărții macroseismice.

Cîmpul macroseismic al cutremurului din 4 martie 1977 are o formă similară cu cea a șocurilor puternice anterioare de aceeași magnitudine. Limita exterioară se întinde pînă în nordul Finlandei și Greciei centrale, pe direcția axei mari a ariei eliptice. Spre est a fost simțit pînă în extremitatea vestică a Caucazului, iar în vest efecte slabe au fost observate în unele localități din Republica Democrată Germană. Ziarele au publicat anumite efecte macroseismice apărute în Egipt și Liban, dar acestea nu au fost confirmate încă de seismologi.

Cîteva hărți preliminare au fost compilate de unii seismologi (de exemplu S. V. Medvedev și N. V. Shebalin) pentru o informare rapidă, imediat după cutremur. Aceste hărți reflectă numai trăsăturile generale și sînt bazate parțial pe informații din ziare.

Datorită caracterului unic al focarului vrîncean și a importanței datelor macroseismice pentru zonarea seismică a țărilor zguduite de cutremur, s-a făcut un studiu macroseismic detaliat în toate aceste țări. Datele au fost colectate de Centrul de fizica Pămîntului și seismologie din București și de Institutul de geofizică din Praga. Principiile cooperării între țările participante la proiectul KAPG „Atlasul hărților macroseismice pentru Europa centrală și cea de est" (Atlas, 1978) au fost aplicate și în acest caz.

---

* Lucrare prezentată la a XXI-a Adunare generală a Comisiei europene de seismologie, Strasbourg 29 august—5 septembrie 1978.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 25—29, BUCUREȘTI, 1981

Seismologii din următoarele ţări au contribuit cu părţile corespunzătoare ale hărţii macroseismice :

Albania — K. Collaku şi E. Sulstarova : Buletin seismic, Centrul de seismologie, Academia de ştiinţe a R. P. S. Albania, Tirana.

Austria — J. Drimmel : Harta macroseismică (scara 1 : 1 000 000), Staţia seismologică Viena, Viena.

Bulgaria — E. Grigorova şi R. Glavcheva : Hartă macroseismică (scara 1 : 833 000) Institutul de geofizică, Academia bulgară de ştiinţe, Sofia.

Cehoslovacia — I. Brouček : Harta macroseismică (scara 1 : 1 000 000), Institutul de geofizică, Academia slovacă de ştiinţe, Bratislava.

Finlanda — P. Teikari : Comunicare personală, Institutul de seimologie, Universitatea din Helsinki, Helsinki.

Republica Democrată Germană — G. Grünthal : Harta macroseismică (scara 1 : 1 000 000) Institutul central de fizica Pămîntului, Academia de ştiinţe a Republicii Democrate Germane, Potsdam.

Grecia — J. Drakopoulos : Harta macroseismică (scara 1 : 1 000 000), Observatorul naţional din Atena, Institutul de seismologie, Atena.

Iugoslavia — M. Vukašinović, S. Nedeljković, B. Metović, V. Tesić, B. Kontić, B. Bulatović (Serbia) ; Hadžievski (Macedonia) ; D. Cvijanović (Slovenia) ; M. Janković (Herţegovina) ; V. Supić (Muntenegru) : Harta macroseismică (scara 1 : 1 000 000), institutele de seismologie din Serbia, Macedonia, Croaţia, Bosnia şi Herţegovina, Muntenegru.

Polonia — B. Guterch şi H. Lewandowska-Marciniak : Harta macroseismică (scara 1 : 4 000 000), Institutul de geofizică, Academia poloneză de ştiinţe, Varşovia.

România — C. Radu, G. Polonic, I. Apopei : Harta macroseismică (scara 1 : 1 000 000), Centrul de fizica Pămîntului şi seismologie, Bucureşti.

Ungaria — D. Csomor : Harta macroseismică (scara 1 : 1 000 000), Institutul de geofizică, Budapesta.

U.R.S.S. — V. Drumea, A. A. Roman, T. P. Moskalenko, I. V. Ananin, I. I. Popov, A. H. Postovutenko, G. N. Bugaevski, O. P. Kostyuk, R. S. Pronishin, T. S. Karpiv, P. S. Karmazin, V. S. Knyazeba, A. M. Sklyar, E. P. Hotko : Harta macroseismică (scara 1 : 5 000 000) Editor : I. V. Ananin, Institutul de fizica Pămîntului, Academia de ştiinţe a U.R.S.S., Moscova.

Multe din hărţile naţionale au fost întocmite la scara 1 : 1 000 000. Harta finală pentru întreaga arie zguduită, a fost elaborată la scara 1 : 4 000 000 şi reprodusă la o scară redusă în figura 1. Reducerea nu a permis însă redarea numărului de puncte de observaţie. Harta finală este bazată pe observaţii din cîteva mii de localităţi ; de exemplu în Ro-

mânia au fost analizate și folosite pentru trasarea izoseistelor datele a 12 000 chestionare, iar în U.R.S.S. au fost analizate observațiile din 1 200 localități.

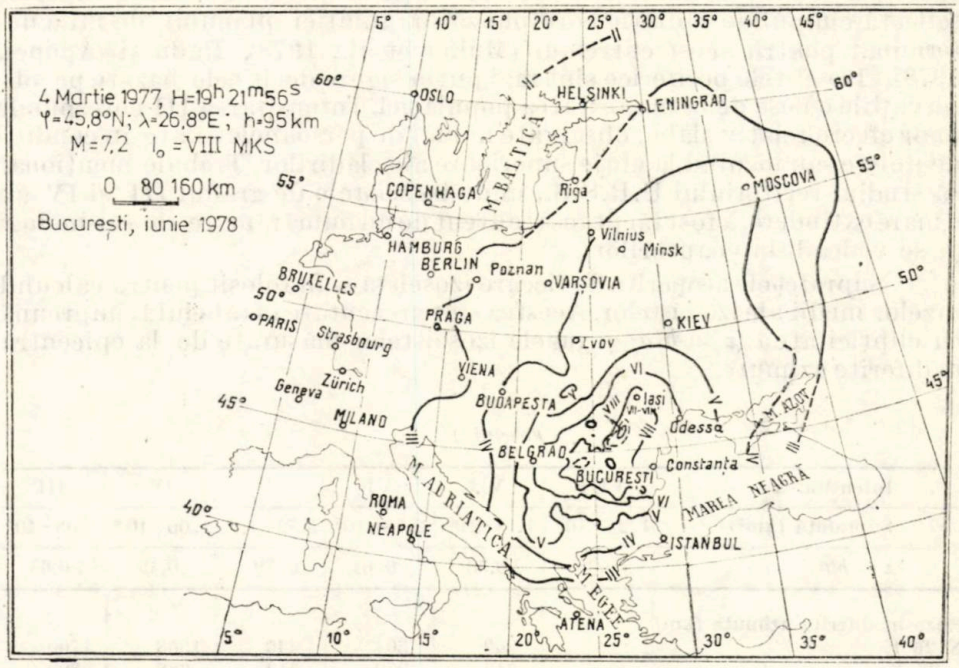


Fig. 1. — Harta macroseismică a cutremurului vrîncean din 4 martie 1977.
Editori: C. Radu, V. Kárník, G. Polonic, D. Procházková și Z. Schenková.
Coautori: K. Collaku, E. Sulstarova (Albania); J. Drimmel (Austria); E. Grigorova, R. Glavcheva (Bulgaria); I. Brouček (Cehoslovacia); P. Teikari (Finlanda); G. Grünthal (R. D. Germană); J. Drakopoulos (Grecia); M. Vukašinović, S. Nedeljković, M. Metović, V. Tesić, B. Kontić, B. Bulatović, D. Hadžievski, D. Cvijanović, M. Ianković, V. Supić (Iugoslavia); B. Guterch, H. Lewandowska-Marciniak (Polonia); C. Radu, G. Polonic, I. Apopei (România); D. Csomor (Ungaria); V. Drumea, A. A. Roman, T. P. Moskalenko, I. V. Ananin, I. I. Popov, A. H. Postovutenco, G. N. Bugaevski, O. P. Kostyuk, R. S. Pronishin, T. P. Karpiv, P. S. Karmazin, P. S. Knyazeba, A. M. Sklyar, E. P. Hotko (U.R.S.S.).

OBSERVAȚII MACROSEISMICE

Cea mai caracteristică trăsătură a cîmpului macroseismic este lipsa ariei de intensitate maximă, care a fost observată în timpul altor cutremure puternice anterioare. Faptul că efectele corespunzătoare intensităților VII—VIII au apărut în localități situate la distanțe mari, de exemplu în București, Iași, Zimnicea și Craiova a îngreunat determinarea epicentrului macroseismic, imediat după cutremur. Evaluările finale relevă două zone cu intensitatea I = VIII, una acoperind regiunea Vrancea și alta incluzînd municipiul București, cît și patru zone, depărtate geografic, de intensitate I = VII—VIII. Izoseista de intensitate I = VII este prima care formează o curbă închisă. Se observă o descreștere treptată a inten-

sității spre NV (2 grade pe 20 km) către Depresiunea Transilvaniei, acest fenomen putînd fi cauzat de efectul îngroșării crustei sub lanțul Carpaților. Intensitățile ridicate de VII — VIII au fost observate la mari distanțe către NE, S și SV adică în cîmpie. Deformația izoseistelor de grad superior reflectă cîmpul de radiație corespunzător soluției planului de falie determinat pentru acest cutremur (Müller et al., 1978; Radu și Apopei, 1978). Izoseistele periferice sînt mai puțin sigure decît cele bazate pe observațiile culese de la majoritatea populației. Intensitatea III corespunde unor efecte relativ slabe, observate numai de persoanele aflate în condiții de liniște sau locuind la etaje superioare ale clădirilor. Trebuie menționat că studiul teritoriului U.R.S.S., unde izoseistele de gradul III și IV au o mare extindere, a fost făcut foarte atent de un număr mare de seismologi (a se vedea lista coautorilor).

Suprafețele acoperite de fiecare izoseistă s-au folosit pentru calculul razelor medii ale izoseistelor. Acestea sînt prezentate în tabelul 1, împreună cu elipticitatea ($\varepsilon = b/a$) și razele izoseistelor măsurate de la epicentru în diferite azimute.

Tabelul 1

Intensitatea	VIII	VII	VI	V	IV	III
Suprafață (km^2)	$1,26 \cdot 10^3$	$1,18 \cdot 10^5$	$2,98 \cdot 10^5$	$5,72 \cdot 10^5$	$2,00 \cdot 10^6$	$3,03 \cdot 10^6$
$\varepsilon = b/a$	0,38	0,56	0,61	0,59	0,49	0,65
Raze în diferite azimute (km)						
N 26 E		200	304	440	1368	1700
S 26 V		316	372	512	688	800
S 57 V		352	476	580	720	888
N 57 E		168	292	464	860	1180
N 33 V		40	172	212	528	1012
S 33 E		160	304	440	488	612
raze medii (km)		206	320	441	775	1032

Intensitățile de grad superior observate în zona de intensitate scăzută pot fi explicate în special prin efectele de amplificare ale stratelor superficiale locale și prin grosimea lor care determină de asemenea perioadele predominante. Müller et al. (1978) explică extinderea anormală a intensităților ridicate spre SV prin migrarea focarelor în această direcție. Totuși, această presupunere nu explică extinderea izoseistelor de intensitate IV și III către NE. Compararea ariilor zguduite de ultimele trei cutremure vrîncene puternice din 1802, 1940 și 1977 arată că cea mai mare corespunde ultimului seism (1/3 din Europa a fost zguduită), deși modul de colectare al datelor macroseismice poate influența extensia zonei de intensitate III, adică limita ariei zguduite.

Razele medii ale izoseistelor (tabelul 1) au fost folosite pentru calculul orientativ al adîncimii focale. Formula lui Kővesligethy conduce la următoarele rezultate : $h = 108$ km ; $\alpha = 0{,}0017$, iar formula lui Blake : $h = 112$ km, presupunînd $k = 4{,}5$ și folosind toate izoseistele. Ambele formule, cu coeficienții menționați mai sus, reprezintă relații empirice pentru o atenuare medie a intensității cu distanța de la zona focală Vran-

cea, în cazul unui eveniment puternic. Detalii ale distribuției intensității se află încă în studiu, iar primele rezultate ale unei astfel de cercetări, pentru București, sînt deja publicate (Mândrescu, 1978). Este de așteptat ca această hartă macroseismică să contribuie la studiul complex al ultimului seism distrugător cît și la cercetările viitoare ale zonei Vrancea.

Mulțumiri

Editorii hărții macroseismice exprimă mulțumirile lor sincere tuturor contribuitorilor. Compilarea acestei hărți, care acoperă mai multe țări, nu s-ar fi putut realiza fără un perfect spirit de colaborare internațională.

Primit la redacție 16 martie 1979.

BIBLIOGRAFIE

AMBRASEYS, N. N. (1978), *The earthquake of 4 March 1977 and its principal effects. Le tremblement de terre du 4 mars 1977*, Part I, UNESCO, Paris.

ATANASIU, I. (1961), *Cutremurele de pământ din România*. Acad. R.P.R., București.

DESPEYROUX, Y. (1978), *Analyse du comportement des constructions. Le tremblement de terre du 4 mars 1977*, Partie II, UNESCO, Paris.

MÂNDRESCU, N. (1978), *The Vrancea earthquake of March 4, 1977 and the seismic microzonation of Bucharest*. Central Institute of Physics, EP-3, Bucharest.

MÂRZA, V. I. (1978), *The March 4, 1977, Vrancea earthquake seismic gap*. Central Institute of Physics, EP-2, Bucharest.

MÜLLER, G., BONJER, K.-P., STÖCKL, H. and ENESCU, D. (1978), *The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiplle-event analysis*. J. Geophys., **44**, 203.

PETERSCHMITT, E. (1977), *Diffusions hypocentrales du 10 mars, 31 mars, 31 april, 21 april, 30 juin et 8 août pour le seisme de Vrancea du 4 mars 1977*. CSEM, Strasbourg.

PROCHAZKOVÁ, D., KÁRNÍK, V. (editori) (1978), *Atlas of isoseismal maps for Central and Eastern Europe*. Geoph. Inst.. Czechosl. Acad. Sci., Prague (sub tipar).

RADU, C. POLONIC, G. and APOPEI, I. (1977), *Macroseismic field of the Vrancea earthquake of March 4, 1977*, Raport SCNE, I, Bucharest.

ISOSEIMAL MAP OF THE VRANCEA EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977

(ABSTRACT)

The isoseismal map of the intermediate Vrancea earthquake of March 4, 1977 was compiled using contributions from many European countries within the shaken area. Characteristic features of the macroseismic field are discussed. Mean radii of isoseismals and intensity attenuation are determined.

DATE PRELIMINARE ASUPRA UNOR FENOMENE CU CARACTER PRECURSOR ALE SEISMELOR INTERMEDIARE

A. APOSTOL, MARIA MOLNAR-VERESS, D. SVORONOS

Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș 1, București

În ultimele două decenii s-au produs mai mult de 20 de cutremure de pământ normale și intermediare cu magnitudine mai mare ca 7 în vecinătatea unor centre urbane și industriale. Numeroasele pierderi materiale și de vieți omenești au ridicat problema finanțării cercetărilor asupra riscului și predicției seismelor și în țările lipsite de tradiție în acest domeniu cum ar fi Spania, Portugalia, Italia, Grecia și Turcia (Bonatz și Meissner, 1980).

Legat de predicția seismelor intermediare, în afara programului comun inițiat de U.R.S.S. și S.U.A. în anul 1972 în Pamir-Hindukush și a celui din Arcul Calabriei care urmează să fie început în 1981, se mai pot aminti o serie de lucrări în țara noastră privind predicția pe termen lung a cutremurelor de pământ din Vrancea (Enescu și Ianăș, 1975, Purcaru, 1979), evidențierea unei lacune seismice înaintea șocului multiplu din 4 martie 1977 (Mîrza, 1979) precum și studiile privind estimarea rolului declanșator al mareei terestre (Zugrăvescu et al., 1979) sau al activității solare (Anghel, 1979).

★

Evidențierea și modul de manifestare a unor fenomene cu caracter precursor al seismelor intermediare din Vrancea ar putea aduce elemente noi în explicarea unor particularități ale acestora, cum ar fi șocurile monokinetice, ritmicitatea, dimensiunile geometrice reduse ale zonei active, lipsa activității vulcanice, relațiile cu seismele normale etc. Aceste particularități au fost explicate, parțial, de modelul seismotectonic și procesul de fracturare (Richter, 1958, Constantinescu et al., 1973, Müller et al., 1978).

Cercetările legate de predicția seismelor sînt favorizate de prezența fracturilor recente, care amplifică stress-ul tectonic, deformațiile elastice și precursorii geofizici asociați (Latînina, Rîzaeva, 1976). În scopul evidențierii unor fenomene cu caracter precursor ale seismelor intermediare, fractura cercetată la suprafața terenului trebuie să fie aseismică sau cu seismicitate scăzută.

În cazul cel mai general de solicitare a unei fracturi într-un mediu ideal, omogen și izotrop, de către o distribuție de eforturi normale și tangențiale aplicate la infinit, se pot determina factorii de intensitate ai stress-ului K_I, K_{II} și K_{III}. Dacă se simplifică problema pentru un mediu bidimensional și o direcție a efortului normal perpendiculară pe direcția

fracturii, se obţin

$$K_{\mathrm{I}} = \sigma\sqrt{\pi \cdot l} \tag{1}$$

$$K_{\mathrm{II}} = \tau\sqrt{\pi \cdot l} \tag{2}$$

unde, σ este efortul unitar normal, τ este efortul unitar tangenţial şi l este lungimea fracturii.

Dimensiunea geometrică maximă d a anomaliei stării de eforturi în zona unei fracturi a fost stabilită prin procedee fotoelastice de Dally şi Sanford (1968),

$$K_{\mathrm{I}} = \sqrt{2\pi\, d} \cdot \tau_{\max} \tag{3}$$

unde

$$(2\tau_{\max})^2 = (\sigma_y - \sigma_x)^2 + (2\tau_{xy})^2. \tag{4}$$

Relaţiile (1)—(4) arată că dimensiunea geometrică a anomaliei stării de eforturi în zona unei fracturi este o funcţie a dimensiunilor acesteia şi a mărimii şi poziţiei eforturilor aplicate.

Aceste consideraţii teoretice au condus la alegerea unei fracturi în zona Covasna, situată în interiorul curburii Carpaţilor Orientali, regiune considerată aseismică învecinată cu aria epicentrelor seismelor intermediare din Vrancea (Cornea et al., 1979).

Fracturile din interiorul curburii, au fost considerate active în intervalul Pliocen—Pleistocen inferior, contemporane probabil cu mişcările din faza valahă şi activitatea vulcanică la sud de Munţii Harghita (Rădulescu, 1973, Săndulescu, 1975).

În zona Covasna, fracturile ulterioare şariajului, mascate în general de depozite cuaternare recente, apar orientate NV—SE, paralele cu structura majoră cît şi NE—SV, transversale pe structura depozitelor de fliş. Localizarea acestora s-a făcut printr-un procedeu biogeofizic verificat prin metode geofizice şi geochimice (Apostol et al., 1977).

Posibilitatea detectării fracturilor precum şi a altor situaţii geologice, de către anumiţi oameni dotaţi cu o sensibilitate deosebită, a fost cunoscută din civilizaţia chineză înaintea erei noastre (Rocard, 1964). Fenomenul denumit „semnal biogeofizic" „biofiziceskii effekt" sau „dowsing reaction", a fost descris cu încercări de explicaţie fizică încă din evul mediu (Vallemont, 1693).

În figurile 1 şi 2 sînt indicate poziţia în plan a fracturilor neotectonice în zona Covasna şi o secţiune transversală în care aceste fracturi sînt localizate prin procedee biogeofizice, geochimice şi geoelectrice.

Dacă se măsoară în timp parametrii d şi D indicaţi în figura 2, exprimaţi în metri, aceştia pot fi afectaţi de explozii subterane (Matveev, 1973), cutremure de pămînt (Matveev, 1973), fronturi meteorologice şi influenţe solare (Apostol, Dumitrescu, 1976).

Factorii perturbatori externi legaţi de cauze cosmice şi meteorologice au fost reduşi prin alegerea unei fracturi regionale cu valori mari ale factorilor de intensitate ai stress-ului K. Alţi factori perturbatori, legaţi de subiectivitatea măsurătorii au fost micşoraţi pînă la $\pm$ 10 % prin mărirea

numărului operatorilor și aplicarea unor metode de lucru în sistemul simplu orb și dublu orb.

Măsurătorile în timp ale parametrilor geometrici ai semnalului biogeofizic au fost întreprinse pe un profil perpendicular pe falia Covasna de

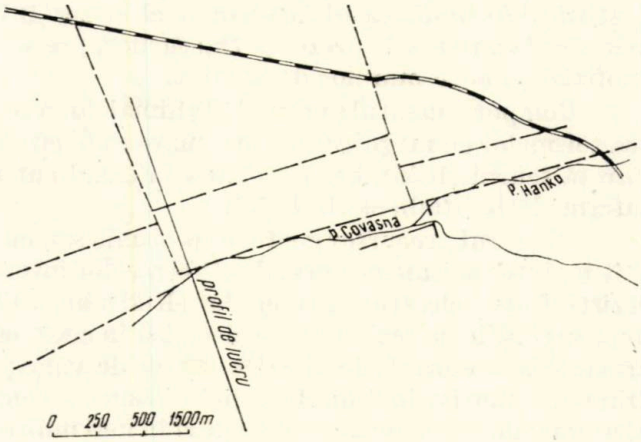


Fig. 1. — Fracturi neotectonice în zona Covasna.

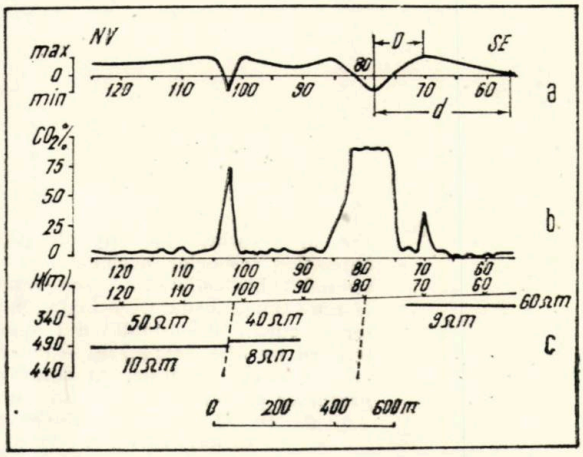


Fig. 2. — Secțiune transversală în zona faliei Covasna: a) — semnalul biogeofizic la o scară arbitrar aleasă; b) — anomalii în emanațiile de CO_2% în sondaje de 2 m adîncime; c) — secțiunea cu orizonturi electrice.

către 3 subiecți timp de 1350 zile în perioadele iulie—noiembrie 1976 și martie 1977 — octombrie 1980 și au condus la obținerea unor corelații cu regimul seismelor intermediare din Vrancea. Corelațiile au fost stabilite și de către un colectiv de matematicieni din INCREST (Arsene et al., 1979) [1]. Datele seismologice au fost oferite de Radu, Apopei [2]; Apopei, Moldoveanu, 1979 [3] și Constantinescu, Mîrza, 1980.

Comparația rezultatelor obținute între variațiile în timp ale semnalelor biogeofizice, comportamentul anormal al animalelor și precursorii

[1] Arsene, Gr., Adam D., Teodorașcu, A., Potra, Fl. (1979) — Rap., Arh. INCREST.
[2] Radu, C., Apopei, I. (1977) — Rap., Arh. CFPS.
[3] Apopei, I., Moldoveanu T. (1979) — Rap., Arh. ISPH.

geofizici ai cutremurelor au evidenţiat o serie de asemănări şi deosebiri importante.

Astfel, distribuţia spaţială a comportamentului anormal al animalelor, pentru 200 de cazuri analizate, a prezentat maxime la capetele, nodurile şi pe traseul fracturilor (Grupul de cercetare a cutremurelor din Institutul de biofizică al Academiei chineze, 1979). Semnalele biogeofizice sînt legate tot de prezenţa fracturilor, precum şi o serie de precursori geofizici ai cutremurelor de pămînt.

Comportamentul anormal al animalelor a fost observat numai înaintea seismelor cu magnitudine mai mare ca 6, cu caracter de precursor cu durată scurtă (Rikitake, 1978) atît în cazul cutremurelor normale cît şi intermediare (Radu et al., 1979).

Singurul precursor geofizic coseismic sau cu durată scurtă semnalat atît înaintea seismelor normale cît şi a celor intermediare şi adînci a fost rezistivitatea electrică a terenului (Rikitake, 1976). Acelaşi autor consideră variaţiile de rezistivitate electrică în acest caz datorite deformărilor crustale iar deformările elastice legate de variaţiile stress-ului tectonic. Din acest motiv, în scopul explicării fizice a comportamentului anormal al animalelor sînt necesare cercetări în mai multe direcţii.

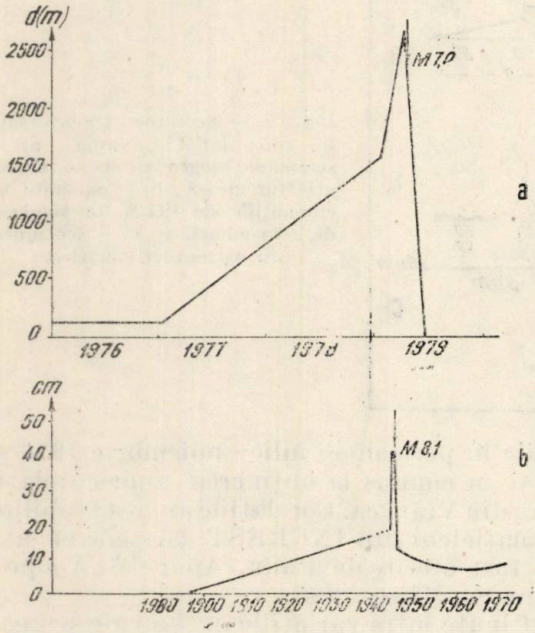


Fig. 3. — Variaţii în timp ale precursorilor seismelor normale: a) — semnalul biogeofizic în zona faliei Hercule din grabenul Cernei cu caracter precursor al seismului din Muntenegru cu $M = 7{,}0$; 6,7 ;b) — deformări crustale verticale, cu caracter precursor al seismului Katsuura din Japonia cu $M = 8{,}1$ (Kisslinger şi Suzuki, 1978).

Variaţiile în timp ale semnalului biogeofizic înaintea seismelor normale, se manifestă ca un precursor cu durată lungă, asemănător cu deformările verticale ale terenului (fig. 3).

Dacă se admite ipoteza că variaţia semnalului biogeofizic este legată de anomalia stării de eforturi în roci în zona fracturilor geologice, exemplele din figura 3 pot fi explicate prin modelul dilatanţă-instabilitate (Press, 1975). În cadrul acestui model, în stadiul I, creşterea lentă a precursorilor cu durată lungă este pusă pe seama acumulării lente a stress-ului tectonic. În stadiul II, creşterea ratei de variaţie a precursorilor este pusă pe seama accelerării numărului de microfracturi şi apariţiei fenomenului dilatanţei. Fracturile nou create în acest stadiu se pot înregistra prin seisme cu caracter precursor al şocului principal aşteptat. Stadiul III se caracterizează printr-o revenire a precursorilor la valorile iniţiale, explicate prin concentrarea stress-ului tectonic şi a deformărilor în zona viitorului plan de rupere. Stadiile IV şi V, asociate cu o cădere de stress corespund şocului principal şi replicilor acestuia.

Modelul dilatanţă-instabilitate permite estimarea magnitudinii seismului aşteptat pe baza unor relaţii empirice cum ar fi cea stabilită de Rikitake (1979),

$$\log T = 0{,}6\ M - 1{,}01 \qquad (5)$$

unde T este durata de manifestare a precursorului în zile, M este magnitudinea seismului aşteptat.

Atît în cazul seismului Katsuura cît şi a celui din Muntenegru indicate în figura 3, aplicarea relaţiei (5) conduce la valori apropiate de magnitudinea determinată pe baza datelor instrumentale.

Variaţia parametrului d a semnalului biogeofizic în zona faliei Hercule din grabenul Cernei, cu caracter precursor al seismului din Muntenegru, situat la 400 km distanţă, poate fi explicată prin caracterul regional al fracturii crustale şi apariţia la zi a stratului granitic. În cazul seismelor normale, precursorii geofizici se pot manifesta şi la distanţe mai mari, 400 km (Kuo et al., 1979), 700 km (Rikitake, 1976) şi 800 km (Popov, 1980).

În cazul seismelor intermediare de mică magnitudine prezentate în figura 4, variaţia în timp a semnalului biogeofizic este asemănătoare cu a seismelor crustale (fig. 3). Acest fapt este explicat de Raleigh şi Paterson (1965) care au arătat că în volume mici, care conduc prin acumularea stress-ului la seisme cu magnitudine mică, ruperea casantă din domeniul seismelor normale se menţine şi în cazul unor temperaturi mult mai mari, în domeniul seismelor intermediare.

Ruperea casantă a fost studiată şi în laborator de Scholz (1968) în cazul rocilor lipsite de fracturi preexistente (fig. 5). În această figură se poate remarca creşterea numărului de microfracturi odată cu creşterea efortului aplicat şi a deformaţiilor elastice, care marchează trecerea de la stadiul I la II şi explică apariţia fenomenului dilatanţei în modelul dilatanţă-instabilitate.

În cazul acumulării stress-ului tectonic în volume mari, în baza crustei şi prelungirile litosferice din astenosferă, apare o tranziţie de la ruperea casantă la ruperea ductilă (Jaeger şi Cook, 1971).

Ruperea ductilă ar putea explica datele asupra variaţiei parametrului d a semnalului biogeofizic înainte şi după seismele intermediare cu

magnitudine mai mare ca 5 (fig. 6). În acest caz relaţia (5) şi modelul dilatanţă-instabilitate nu se mai pot aplica.

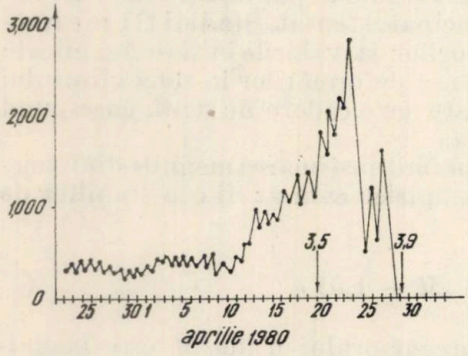


Fig. 4. — Variaţii în timp ale semnalului biogeofizic înaintea seismelor intermediare din Vrancea cu magnitudine mică.

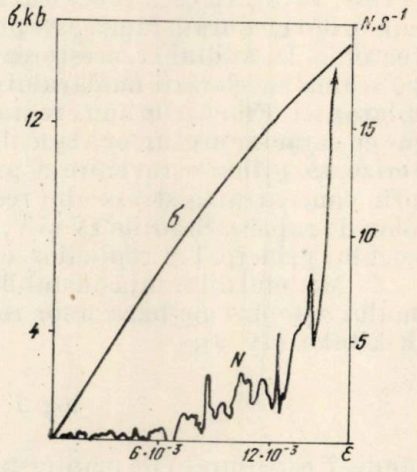


Fig. 5. — Variaţia efortului aplicat σ, deformaţiei ε şi numărului de microfracturi N, în cazul ruperii fragile a granitelor în aparate triaxiale (Scholz, 1968).

Ruperea ductilă se caracterizează prin modificarea raporturilor între eforturile aplicate, numărul de microfracturi, deformaţiile elastice şi inelastice (fig. 7). Aceste modificări sînt explicate de mecanica ruperii materialelor la temperaturi şi volume mari, prin apariţia unor enclave plastice la capetele fisurilor şi fracturilor preexistente sau nou create care determină o accelerare a deformărilor inelastice pînă în momentul ruperii.

În cazul ruperii ductile, se propune un nou model cu cinci stadii, care explică datele experimentale obţinute înaintea şi după seismele intermediare cu magnitudine mai mare ca 5 (fig. 6).

În stadiul I se produc acumulări lente ale stress-ului tectonic şi deformaţiilor elastice. Stadiul II este marcat de apariţia enclavelor plastice la capetele fisurilor şi fracturilor preexistente sau nou create, care conduc la accelerarea deformărilor inelastice fără a mai fi necesară creşterea efortului aplicat şi numărului de microfracturi. Stadiul III îl constituie ruperea ductilă simplă sau multiplă prin unirea mai multor enclave plastice. Stadiul IV este caracterizat prin propagarea stress-ului de compresiune care conduce la declanşarea unor seisme intermediare şi normale de mică magnitudine. Stadiul V este marcat de apariţia unei faze de distensie şi a unor noi seisme intermediare şi normale de magnitudine mică.

Propagarea stress-ului de compresiune urmată de o fază de distensie din domeniul prelungirilor litosferice din astenosferă în crustă, descarcă stress-ul acumulat în timp şi explică declanşarea seismelor normale în vecinătatea zonei seismic active Vrancea.

Ritmicitatea seismelor intermediare nu permite apariţia unor seisme normale catastrofale.

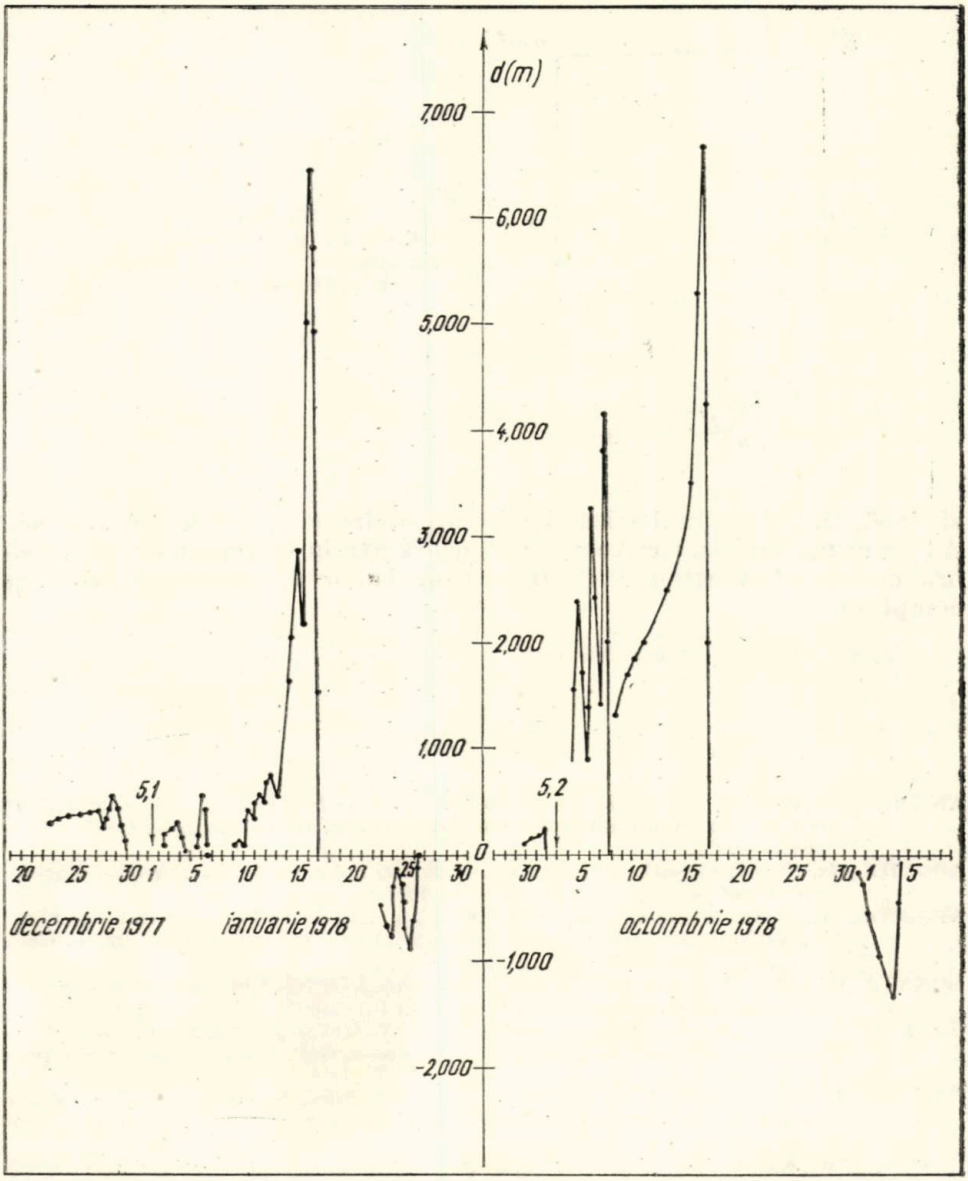


Fig. 6. — Variaţii în timp ale semnalelor biogeofizice înainte şi după seisme intermediare din Vrancea cu magnitudine mai mare decit 5.

În stadiul actual, procesul de rupere ductilă în cazul seismelor intermediare majore şi modelul propus pot fi considerate ipoteze de lucru.

Sînt necesare măsurători geofizice complexe de stress tectonic, tectonomagnetice, de deformări crustale, rezistivitate electrică etc., care să stabilească raporturile existente între starea de eforturi, deformările elastice

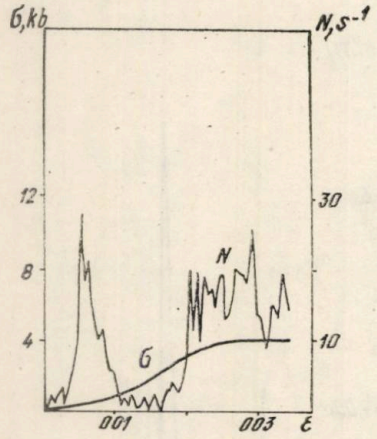


Fig. 7. — Variaţia efortului aplicat σ, deformaţiei ε şi numărului de microfracturi N în cazul ruperii ductile (Scholz, 1968).

şi inelastice şi regimul seismelor intermediare şi normale din Vrancea. Astfel de măsurători vor trebui întreprinse atît în interiorul cît şi exteriorul curburii Carpaţilor Orientali în cadrul unor observatoare geofizice complexe.

Primit în redacţie 21 noiembrie 1980.

BIBLIOGRAFIE

ANGHEL, M. (1979), *A new physical model for the earthquake-triggering effect of solar activity and application to the Vrancea Zone.* Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géophysique, **23.**

APOSTOL, A., DUMITRESCU, I. FL. (1976), *Măsurători radiotelemetrice ale variaţiei diurne a semnalului dowsing.* St. tehn. şi econ., Prosp. Geofiz., D, **11.**

APOSTOL, A., EISENBURGER, D., SPANOCHE, S. (1977), *Beitrage der Geophysik zur Erforschung der Kohlendyoxidemanationen in den Ostkarpaten.* Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr., Géophysique, **21**, 1.

BONATZ, M., MEISSNER, R. (1980), *A first European joint effort in earthquake prediction research.* European Earthquake Prediction Programme. ESA, SP-156.

CONSTANTINESCU, L., CORNEA, I., LĂZĂRESCU V. (1973), *An Approach to the seismotectonics of the Eastern Carpathians.* Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr., Géophysique, **17.**

CORNEA, I., DRĂGOIESCU, I., POPESCU, M., VISARION, M. (1979), *Harta mişcărilor crustale verticale recente pe teritoriul R.S.R.* St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Geofizică, **17**, 1.

DALLY, J. W., SANFORD, R. J. (1978), *Classifications of stress intensity factors from isochromatic fringe patterns.* Exp. Mech., **18**, 12.

ENESCU, D., IANĂŞ, M. (1975), *Attempts at predicting earthquakes in Vrancea.* Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr., Géophysique, **19.**

JAEGER, J. C., COOK, N. G. W. (1971), Fundamentals of Rock Mechanics. Science Paperbacks.

CONSTANTINESCU, L., MÎRZA, V. (1980), *A computer-compiled and computer-oriented catalogue of Romania's earthquakes during a millenium.* (984—1979).

KISSLINGER, C., SUZUKI, Z. (1978), *Earthquake precursors.* Japan Sci. Soc. Press.
KUO, T., TSUNG, M., SHIH, M. (1979), *Methods of earthquake prediction.* Proc. of the Int. Symp. on Earthquake Prediction. Paris.
LATÎNINA, L. A., RÎZAEVA, S. D. (1976), *On field strain variations before earthquakes.* Tectonophysics, 31.
MATVEEV, V. S. (1973), *Vliianie sostriasenii zemnoi kori na intensivnosti biofiziceskogo effekta.* Proc. on the Int. Symp. on Psychotronics, Prague.
MÎRZA, V. (1979), *The March 4, 1977 Vrancea earthquake seismic gap.* Bull. Seism. Soc. A., 69.
MÜLER, G., BONJER, K. P., STOCKL, E., ENESCU, D. (1978), *The Romanian earthquake of March 4, 1977. Rupture process inferred from Fault-Plane Solution and Multiple-Event Analysis.* J. Geophys., **44.**
POPOV, E. A. (1980), *Modern development of earthquake prediction studies in the U.S.S.R.* Proc. of 17th Gen. Ass. Eur. Seism. Comiss. Budapest.
PRESS, F. (1975), *Earthquake prediction.* Scientific American, **5.**
PURCARU, G. (1979), *The Vrancea, Romania, earthquake of March 4, 1977, a quite successful prediction.* Phys. Earth. Planet. Int., **18.**
RADU, C., UTALE, A., GALERIU, A. (1979), *Fenomene biologice asociate cutremurului din 4 martie 1977.* Al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pămîntului. St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Geofizică, **17**, 1.
RALEIGH, C. B., PATERSON, M. S. (1965), *Experimental deformations of the serpentine and its tectonic implications.* J. Geoph. Res., **70.**
RĂDULESCU, D. (1973), *Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice din Munții Călimani, Gurghiu și Harghita.* D. S. Inst. Geol., LIX, **4.**
RICHTER, C. F. (1958), *Elementary seismology.* W. F. Freeman and Company.
RIKITAKE, T. (1976), *Earthquake prediction.* Elsevier.
RIKITAKE, T. (1978), *Biosystem behaviour as an earthquake precursors.* Tectonophysics, **51.**
RIKITAKE, T. (1979), *Earthquake precursors.* Proc. of the Int. Symp. on Earthquake Prediction, Paris.
ROCARD, Y. (1964), *Le signal du sourcier.* Dunod.
SĂNDULESCU, M. (1975), *Essai de synthèse structurale des Carpathes.* Bull. de la Soc. Géol. de France, **XVIII**, *3.*
SCHOLZ, C. H. (1968), *Microfracturing and the Inelastic Deformation of Rock in Compression.* J. of Geoph. Res., **73**, *4.*
VALLEMONT, (1693), *Traite de la baguette divinatoire.*
ZUGRĂVESCU, D., FĂTULESCU, I., DOROBANȚU, R., MACARIE, C. (1979), *Corelația dintre momentul declanșării cutremurelor cu focarul în Vrancea și mareele terestre.* St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Geofizică, **17**, *2.*
* * * Grupul de cercetare a cutremurelor din Institutul de biofizică al Academiei chineze (1979), *Some characteristics of animal behaviour prior to earthquake.* Proc. of the Int. Symp. on Earthquake Prediction, Paris.

PRELIMINARY DATA ABOUT PRECURSOR PHENOMENA OF INTERMEDIATE EARTHQUAKES

(ABSTRACT)

The paper deals with the possible correlation between intermediate earth quake activity in Vrancea region and the state of stress around a fault i n crust.

The data are interpreted in connection with a fracture process with transition from brittle to plastic and a stress migration from intermediate depths to the surface.

UTILIZAREA CÎMPULUI ELECTROMAGNETIC NATURAL AL PĂMÎNTULUI LA ELABORAREA UNUI MODEL STRUCTURAL ÎN ZONA DE CURBURĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI

MARIA STĂNICĂ, D. STĂNICĂ

Institutul de geologie și geofizică, București

INTRODUCERE

Inducția electromagnetică în pămînt constituie una din problemele principale ale geoelectricității moderne, ca urmare a informațiilor furnizate asupra distribuției cîmpurilor electromagnetice induse în oceane, rifturi, platforme și zone seismoactive, în scopul studierii conductivității electrice a bazinelor sedimentare, a crustei terestre și a mantalei superioare.

Fenomenul complex reprezentat de variațiile cîmpului electromagnetic natural al Pămîntului, poate fi utilizat la elaborarea unor metodologii de investigare adîncă a subsolului, în care parametrul fizic specific al heterogenităților mediului îl constituie conductivitatea electrică.

În funcție de scara și obiectivul urmărit în estimarea profilului de conductivitate electrică a pămîntului din zona de curbură a Carpaților Orientali, ca tehnici principale de inducție electromagnetică s-au utilizat metoda magnetotelurică și metoda curenților telurici.

Cercetările magnetotelurice și de curenți telurici au cunoscut o mare dezvoltare în ultimii ani, ca urmare a îmbunătățirii aparaturii, a introducerii calculului automat în prelucrarea datelor și a diversificării procedeelor de interpretare. Extinderea acestora pe scară tot mai largă a rezultat atît din necesități economice (evidențierea zonelor geotermale prin dependența conductivității electrice a rocilor de temperatură și conținutul în apă, conturarea structurilor geologice cu eventuale acumulări de hidrocarburi etc.), cît și din capacitatea de a furniza informații de la adîncimi din ce în ce mai mari, în limitele parametrilor electromagnetici sensibili la temperatură și presiune.

RELAȚII ALE CÎMPULUI MAGNETOTELURIC

Tihonov [1] și Cagniard [2] au avut o excelentă contribuție în teoria cîmpurilor magnetotelurice într-un mediu plan-stratificat, ca o extrapolare ideală a concepțiilor ce decurgeau din teoria propagării undelor electromagnetice plane, într-un mediu orizontal omogen și izotrop. În astfel de domenii, undele se propagă în așa fel încît vectorii celor două cîmpuri, electric și magnetic, sînt ortogonali, iar raportul intensităților lor definește o mărime specifică a proprietăților electromagnetice ale mediului, denumită impedanță caracteristică.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 41–51, BUCUREȘTI, 1981

Pentru un sistem de coordonate situat la suprafaţa mediului, cu axele orientate x-nord, y-est şi z în jos, în cazul undelor plane, generate de o sursă situată în ionosferă se poate scrie

$$\frac{E_x}{H_y} = Z \tag{1}$$

unde: Z este impedanţa caracteristică, E_x — intensitatea cîmpului electric (nord) în mV/km şi H_y — intensitatea cîmpului magnetic (est) în γ (10^{-5} Oe).

Rezistivitatea reală a unui mediu omogen şi izotrop se poate determina prin intermediul impedanţei caracteristice conform relaţiei

$$\rho = 0{,}2\ T|Z|^2 = 0{,}2\ T\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2 \tag{2}$$

unde: ρ este rezistivitatea în Ωm şi T-perioada în secunde. În cazul unui mediu stratificat aceasta devine o rezistivitate aparentă

$$\rho_a = 0{,}2\ T\left|\frac{E_x}{H_y}\right|, \tag{3}$$

care este dependentă de frecvenţă.

Pentru un mediu alcătuit din două strate, adîncimea de pătrundere a cîmpurilor va fi dată de ecuaţia 3, fiind asimptotică la rezistivitatea primului strat pentru perioade scurte, şi la rezistivitatea celui de-al 2-lea strat pentru perioade lungi.

Din cauza simetriei, estimările impedanţei caracteristice pentru fiecare mediu omogen stratificat nu depind de orientarea axelor de măsură în planul orizontal. În acest fel, componentele electrice — nord şi est — sînt legate de componentele magnetice ortogonale prin ecuaţiile liniare

$$E_x = ZH_y;\ E_y = -ZH_x. \tag{4}$$

Fiecare din aceste ecuaţii arată că la o perioadă particulară, o componentă a cîmpului electric este liniar dependentă de componenta cîmpului magnetic ortogonală ei, printr-o valoare scalară unică a funcţiei de transfer complexe. Aceasta reprezintă o analogie directă cu teoria aplicată filtrului simplu. Semnalul de ieşire al unui filtru (E_x) este liniar descris de semnalul de intrare (H_y), multiplicat de răspunsul de frecvenţă al filtrului (Z).

Cu toate acestea, în zonele în care mediul prezintă o structură mai complicată, legăturile dintre cîmpul electric şi magnetic sînt mai complexe. De exemplu, cîmpul electric poate fi puternic distorsionat de o neomogenitate laterală, în timp ce cîmpul magnetic poate fi practic neafectat. În astfel de condiţii cîmpul electric este polarizat după o anumită direcţie, formînd un unghi diferit de 90° faţă de cîmpul magnetic regional. În fiecare punct din vecinătatea discontinuităţilor laterale, dependenţa liniară

dintre componentele cîmpului electric și magnetic este de forma

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$
$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \tag{5}$$

unde : a și b sînt coeficienții de corespondență care depind de poziția și direcția sistemului de coordonate, precum și de proprietățile electrice ale neomogenităților laterale.

Scriind tensorul impedanță sub forma

$$[Z] = \begin{vmatrix} Z_{xx} Z_{xy} \\ Z_{yx} Z_{yy} \end{vmatrix} \tag{6}$$

relațiile (5) se pot generaliza astfel

$$E = |Z| \cdot H. \tag{7}$$

În prezent, interpretarea datelor magnetotelurice se bazează pe tehnici de suprapunere a curbelor teoretice cu cele corespunzătoare lui $\overline{\rho} = \sqrt{\rho_{xy} \cdot \rho_{yx}}$. Această alegere a sistemului de coordonate separă perturbația cîmpului indus, în funcție de orientarea vectorului de cîmp tangențial în : E — polarizat (paralel la secțiune) și H — polarizat (paralel la secțiune). În primul caz, curenții induși nu intersectează limitele și fluxul este paralel la secțiune în planele Z = constant. Perturbația locală a cîmpului indus este de asemenea un cîmp tangențial. În al doilea caz, curenții induși intersectează limitele și dau naștere la o perturbație magnetică tangențială în cîmpul indus. Vectorul său magnetic este orizontal și paralel la secțiune în cadrul semispațiului conductor (în aproximație cvasistaționară) și zero deasupra ei.

Curenții presupuși sînt induși în fiecare caz într-un semispațiu liber, sub formă de inele de mărime infinită.

Deoarece în cazul H — polarizat nu se produc variații magnetice verticale, funcțiile de transfer pentru cîmpul de suprafață perturbat deasupra unei structuri bidimensionale pot fi scrise sub forma

$$E_{\parallel} = Z_{\parallel} \cdot H_{\perp}$$
$$E_{\perp} = Z_{\perp} \cdot H_{\parallel}.$$

Semnele „$\parallel$” și „$\perp$” indică modul de orientare a cîmpului electric și magnetic față de secțiunea geoelectrică investigată.

ANALIZA SPECTRALĂ A DATELOR

Deoarece interpretarea datelor magnetotelurice se efectuează, de obicei, în domeniul de frecvență, un important aspect al prelucrării îl constituie analiza spectrală a datelor reale. Aceasta presupune crearea

unei serii de timp X_i prin eşantionarea unui semnal $X(t)$ la intervale de timp egale Δt, pentru $i = 1, 2, \ldots, N$, unde $T_0 = (N - 1)$, iar Δt este durata semnalului.

O condiţie esenţială este ca semnalul de eşantionare să aibă spectrul de energie neglijabil pentru perioadele mai scurte decît jumătate din intervalul de eşantionare, sau la frecvenţe peste frecvenţa Nyquist — $1/2\ \Delta t$.

Pentru transformarea seriilor de timp în informaţii spectrale în domeniul de frecvenţă [3], există mai multe tehnici, care, în practică, prezintă diferenţieri importante, dependente de caracterul semnalului înregistrat. Dintre tehnicile actuale de prelucrare a datelor magnetotelurice vom aminti : analiza armonică Fourier, analiza Fourier tranzitorie, analiza spectrului de putere şi filtrarea trece bandă.

Datele magnetotelurice la care ne referim în această lucrare au fost prelucrate conform analizei armonice Fourier.

În analiza armonică Fourier, ideea de bază este aceea ca seriile de timp de lungime T_0 să fie ciclice sau periodice, cu perioada fundamentală T_0 astfel încît $x(t) = x(t + T_0)$. Această presupunere introduce limitări stricte pe intervalele dintre armonici, arătînd în acest mod că secţiunea înregistrată poate fi aproximată optim, pe lungimea ei T_0, printr-un număr finit de armonici.

Astfel, pe un interval de timp $(-T_0/2,\ T_0/2)$ o funcţie $x(t)$ poate fi exprimată ca o sumă de serii Fourier

$$x(t) = \sum_{k=-\infty}^{k=+\infty} X_k \cdot e^{ik\omega_0 t} \tag{8}$$

unde $\omega_0 = \dfrac{2\pi}{T_0}$ şi X_k este dat de

$$X_k = \frac{1}{T_0} \int_{-T_0/2}^{T_0/2} x(t) \cdot e^{-ik\omega_0 t} \ .$$

Liniile spectrale de amplitudine X_k sînt periodice la intervale k/T_0 de-a lungul axelor de frecvenţă, care sînt armonici ale intervalului T_0 înregistrat.

Cel mai eficient algoritm pentru calcularea a N coeficienţi armonici Fourier complecşi îl reprezintă „Transformata Fourier rapidă" [3—5].

Din coeficienţii Fourier complecşi ai fiecărui eveniment se calculează rezistivităţile aparente pe baza cărora se obţin informaţiile necesare descifrării structurii geologice de adîncime a zonei investigate.

PREZENTAREA REZULTATELOR

Cercetările magnetotelurice executate în zona de curbură a Carpaţilor Orientali au condus la obţinerea unor informaţii legate de structura geologică profundă, destul de complicată a acesteia.

În urma interpretării celor 14 sondaje magnetotelurice efectuate de-a lungul profilului Măeruş, Feldioara, Ojdula, Tulnici—Focşani, Lungoci,

Independența (fig. 1), s-au obținut informații atît la nivelul orizontului electric rezistiv cît și la limita superioară a stratului de înaltă conductivitate (fig. 2).

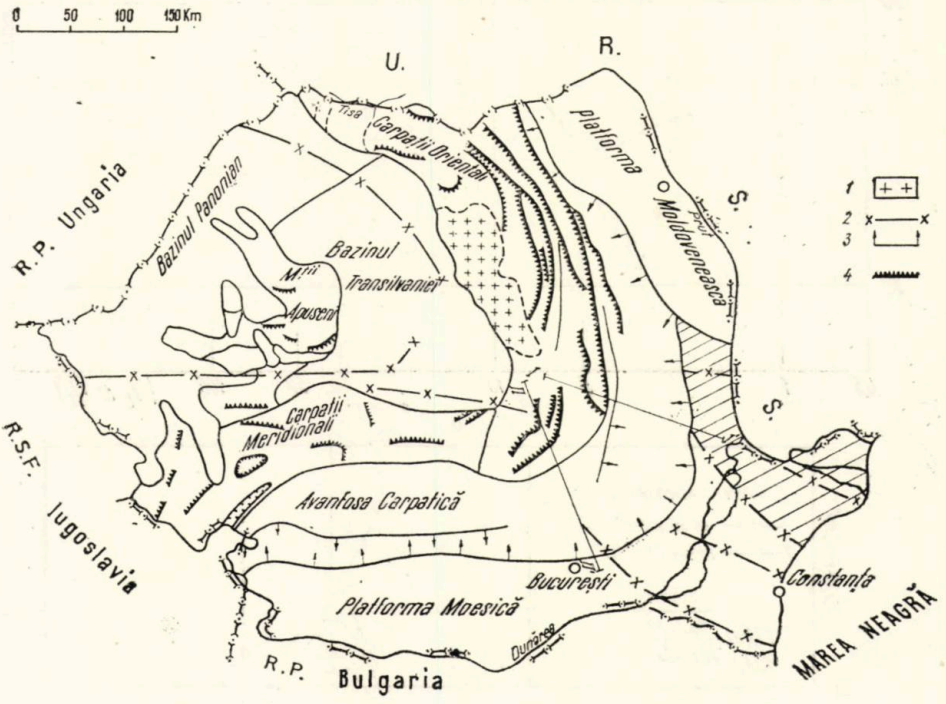
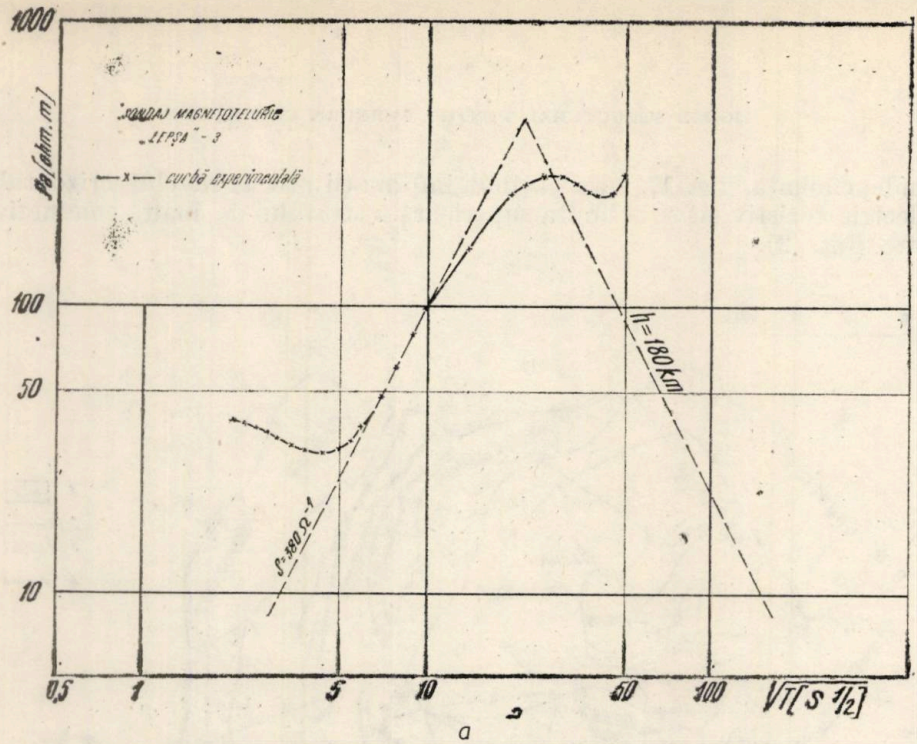


Fig. 1

Fig. 1. — Harta cu amplasamentul profilului magnetoteluric studiat (I-I'). 1 — vulcanism neogen; 2 — fracturi adînci; 3 — arii de flexură; 4 — linii de șariaj.

Rezultatele magnetotelurice, corelate cu informațiile obținute prin aplicarea metodei curenților telurici în aceeași zonă, au permis construirea unei secțiuni geologice de adîncime (planșa 1), care oferă o imagine atît asupra grosimii cuverturii sedimentare, prin evaluarea limitei superioare a orizontului electric rezistiv de referință (O.E.R.R), cît și asupra limitei superioare a stratului de înaltă conductivitate. De asemenea, a fost posibilă recunoașterea unor sisteme de fracturi, unul dintre acestea fiind înregistrat la nivelul limitei superioare a stratului de înaltă conductivitate avîndu-și corespondent la suprafață, probabil, cunoscuta falie majoră Caşin—Bisoca.

Analizînd harta de distribuție a cîmpului teluric în foaia Focșani — sc. 1 : 200 000, pe baza valorilor invariantului J (fig. 3), se constată că fundamentul de vîrstă hercinică-chimmeriană, considerat ca o prelungire a catenelor nord-dobrogene, se racordează cu fundamentul de vîrstă



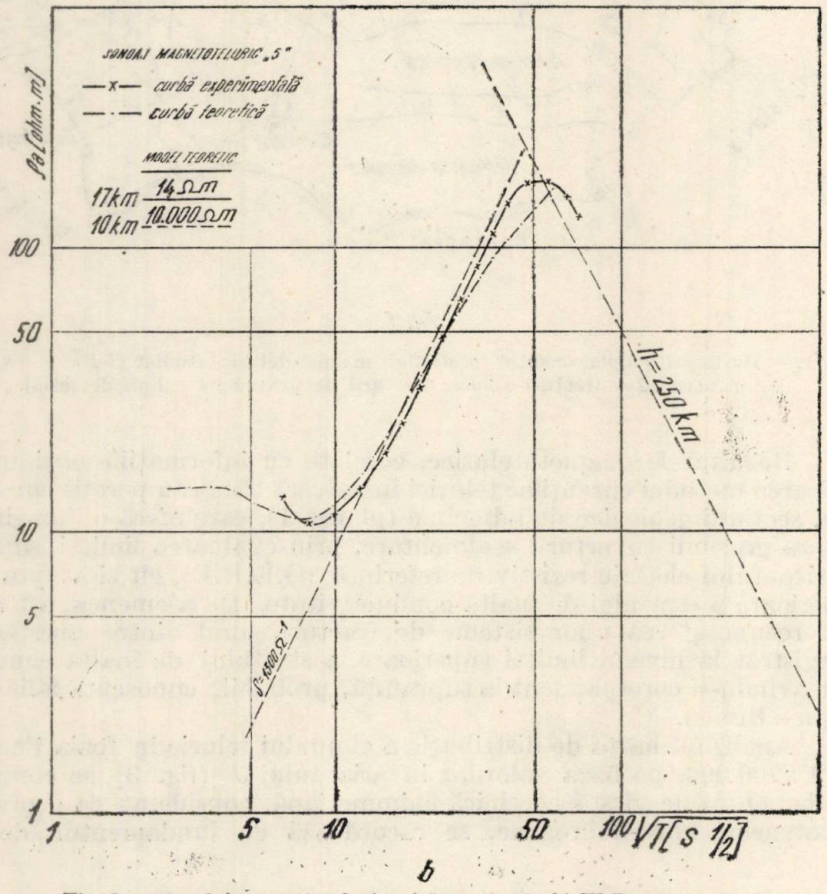
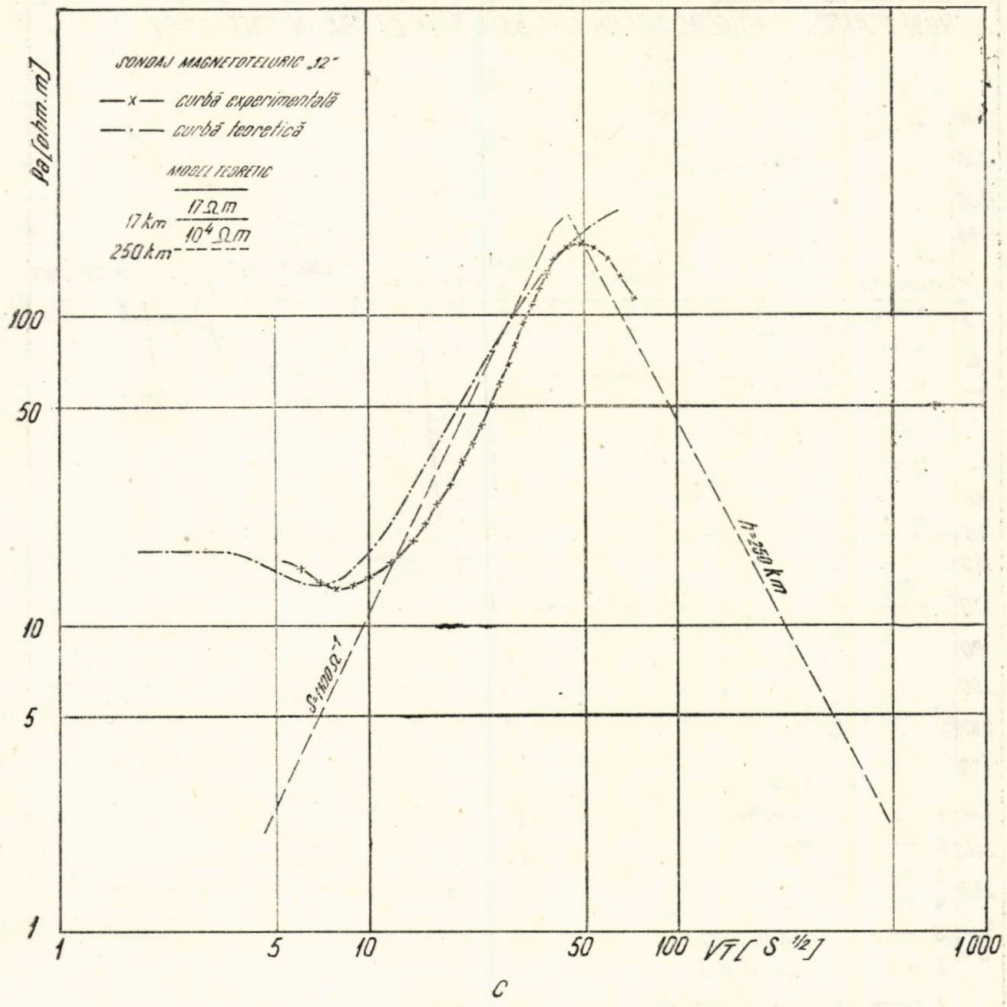


Fig. 2. — Sondaj magnetoteluric. a) Lepşa — 3 ; b) W Focşani — 5;

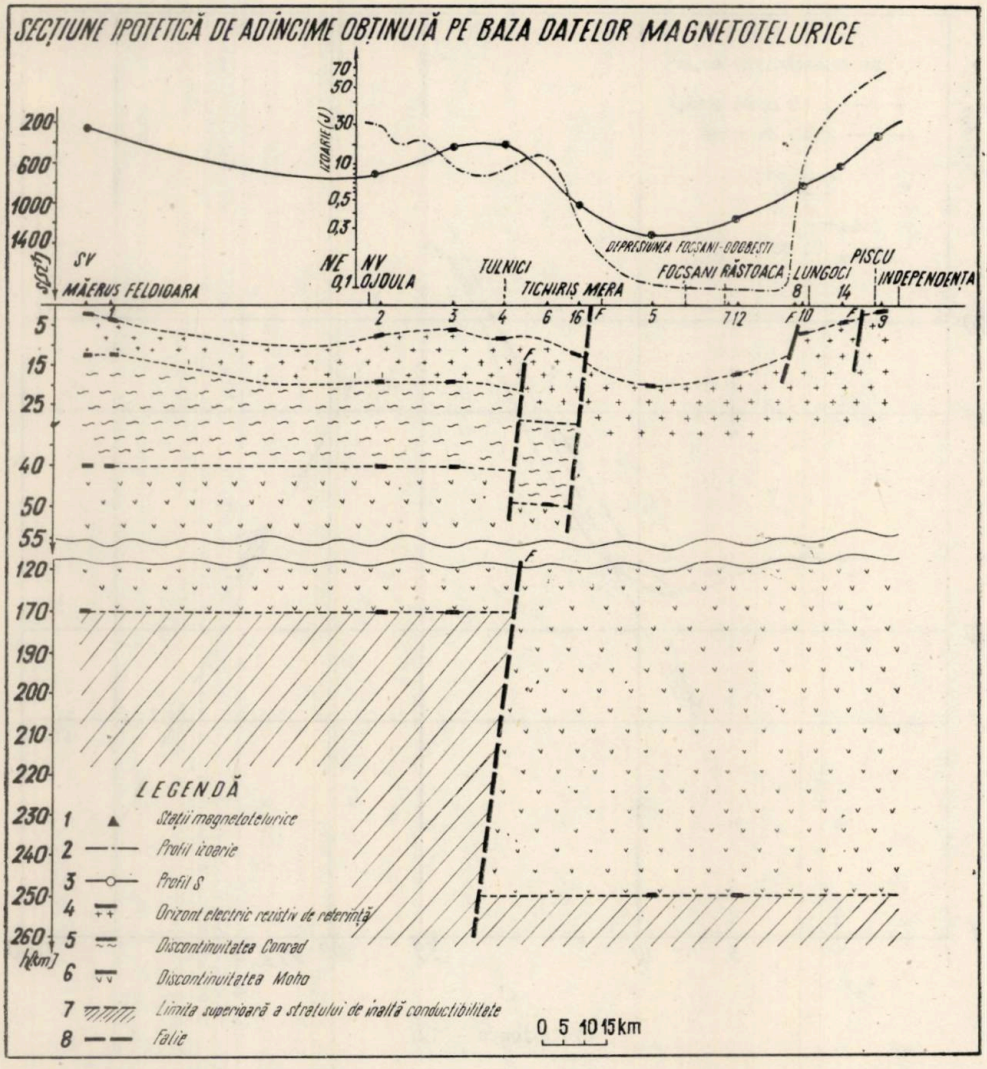


c) Răstoaca — 12.

baikaliană, format din şisturile verzi ale Dobrogei Centrale, printr-o falie (marcată în figură prin linia întreruptă), care reprezintă, probabil, prelungirea în această zonă a faliei Peceneaga—Camena. Pe harta invariantului J, această falie este bine evidenţiată printr-o puternică zonă de gradient.

Profilul izoarie (J), corelat cu curba conductanţei longitudinale totale a depozitelor sedimentare (S), mulează relieful orizontului electric rezistiv de referinţă, a cărui limită superioară a fost stabilită pe baza calculelor curbelor de rezistivitate.

În planşa 1 se remarcă o variaţie a adîncimii orizontului electric de referinţă între 2 km (Măeruş), 4 km (Feldioara), 7 km (Ojdula), 6 km(S.M.T.



Planșa 1. — Secțiune ipotetică de adîncime obținută pe baza datelor magnetotelurice.

3), 8 km (S.M.T. 4), 12 km (S.M.T. 16), 20 km (S.M.T. 8), 17 km (S.M.T. 12), 7 km (S.M.T. 10), 4 km (S.M.T. 14), ajungînd spre extremitatea sud-estică a profilului la 2 km (S.M.T. 9). În zona depresionară Odobești—Focșani, adîncimea limitei superioare a O.E.R.R. atinge valoarea maximă, de aproximativ 20 km.

Pe porțiunea de profil cuprinsă între Ojdula — SE Tulnici, datele magnetotelurice înregistrează o altă limită, cuprinsă între 12—19 km, care semnalează prezența unui strat mai puțin rezistiv, probabil stratul bazaltic al scoarței.

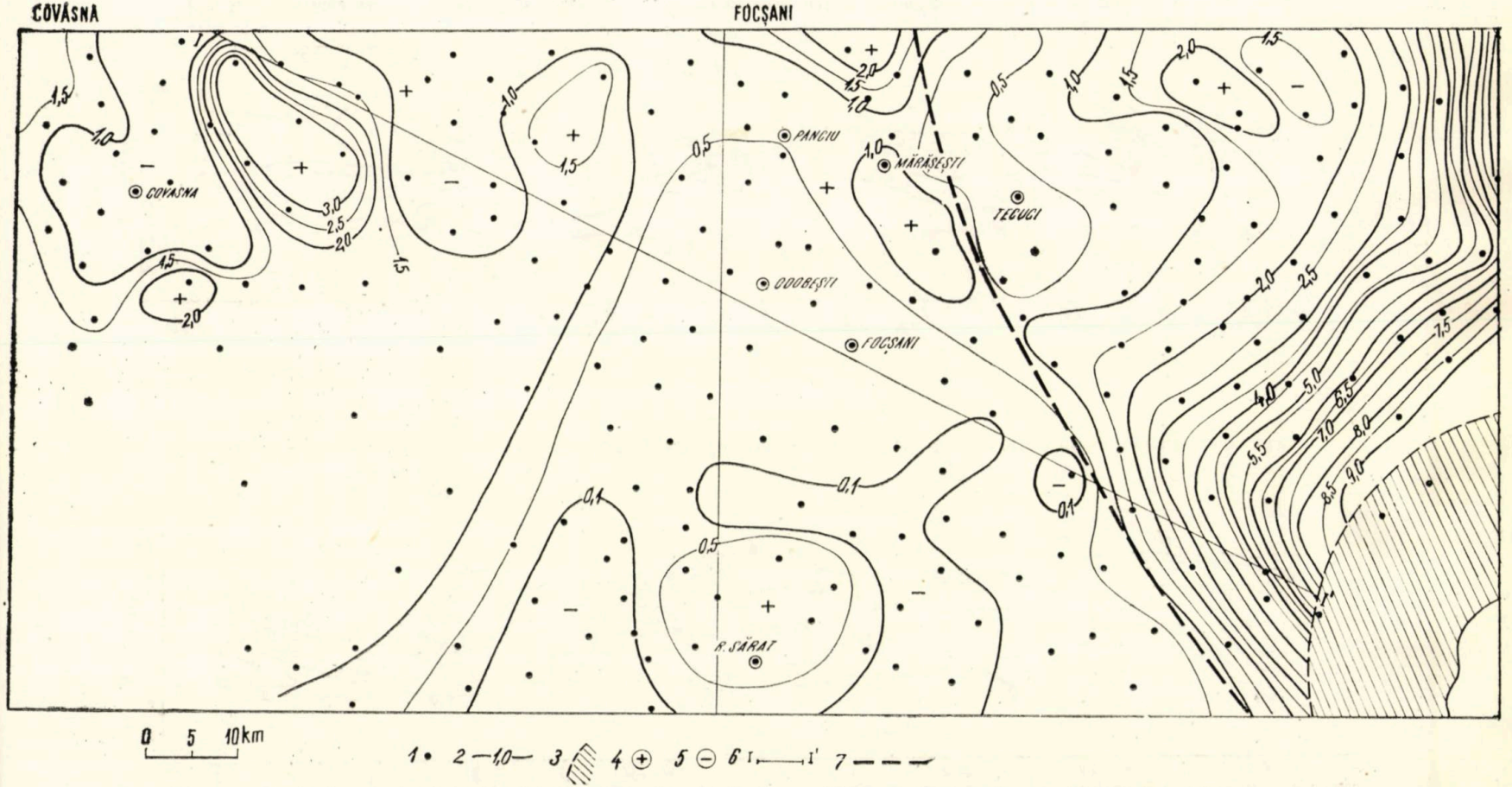


Fig. 3. — Harta invariantului J (izoarie). 1 — stație de măsură; 2 — curbă izoarie; 3 — zonă cu perturbații industriale; 4 — anomalie de maxim; 5 — anomalie de minim; 6 — amplasamentul profilului magnetoteluric; 7 — fractură adîncă.

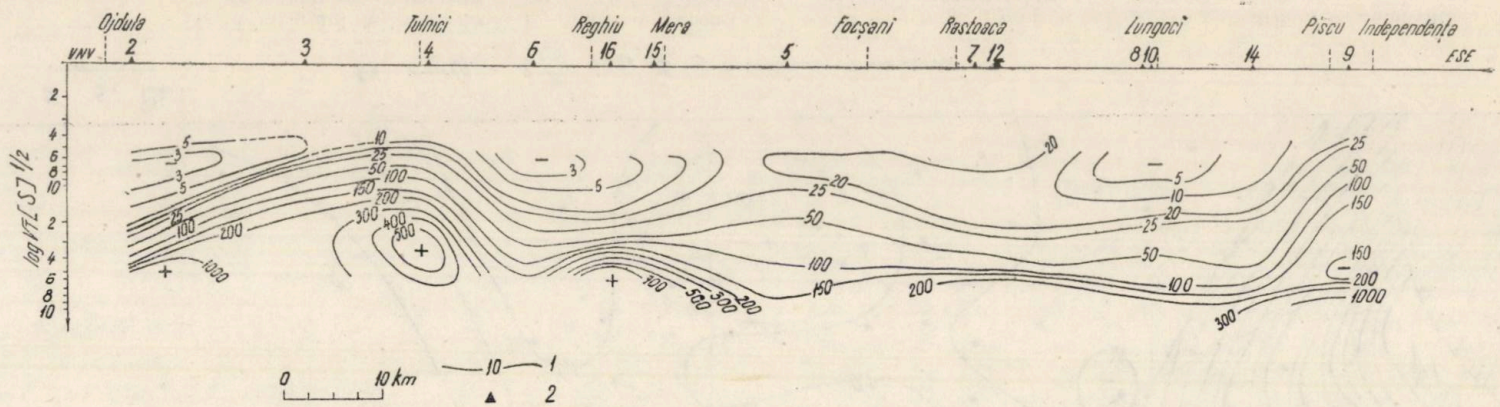


Fig. 4. — Secțiune de rezistivitate (E polarizat paralel la structură) 1 — izoohmă; 2 — punct de măsură magnetoteluric.

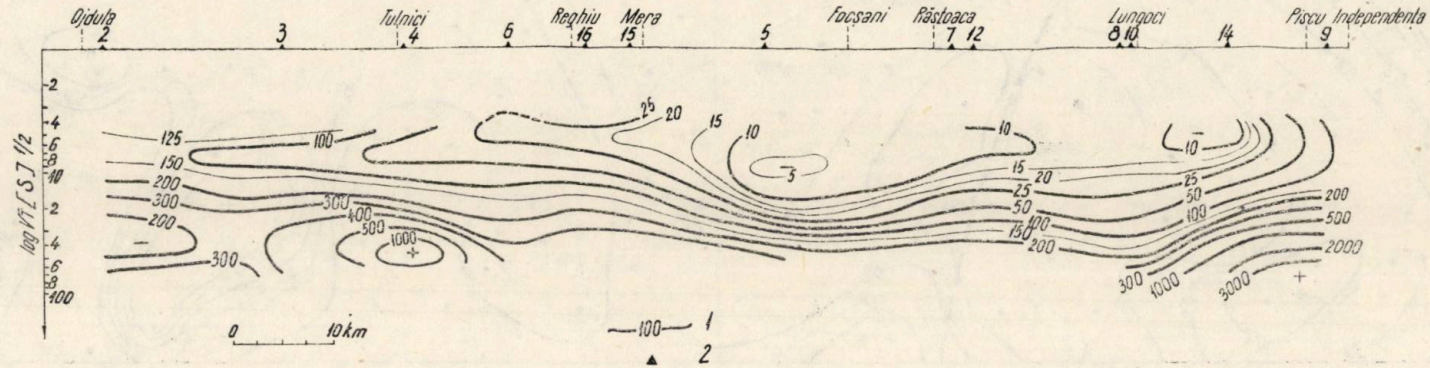


Fig. 5. — Secțiune de rezistivitate (E polarizat perpendicular pe structură. 1 — izoohmă; 2 — punct de măsură magnetoteluric.

Următoarea limită înregistrată la 40 km, în partea de NW a profilului, scade brusc la 50 km în dreptul sondajului magnetoteluric Tichiriș, fiind atribuită discontinuității Moho.

În partea de SE a profilului nu au fost interceptate limitele Moho sau Conrad, din cauza absorbției mari a frecvențelor înalte și medii în sedimentarul destul de gros, din depresiunea Focșani—Odobești.

Limita superioară a stratului de înaltă conductivitate este înregistrată la 180 km adîncime, în punctele Măeruș, Feldioara, Ojdula și S.M.T. 3, după care se înregistrează o creștere bruscă a adîncimii la 250 km în punctele de sondaj magnetoteluric 5 și 12. Este posibil, ca această afundare a stratului de înaltă conductivitate să fie cauzată de un element tectonic major, de adîncime, cu implicații în desfășurarea fenomenelor seismice din zonă.

În sprijinul afirmației că stratul de înaltă conductivitate se găsește mai aproape de suprafață în porțiunea de NW a profilului, vin și informațiile oferite de secțiunile de rezistivitate ρ_{yx} și ρ_{xy} (fig. 4 și 5) construite în condițiile existenței unei polarizări a cîmpului electric, paralelă, respectiv perpendiculară pe structură.

Urmărind aceste secțiuni se constată că maximul de rezistivitate în zona Tulnici se înregistrează în intervalul de perioade de 1 600—2 500 s, cu alte cuvinte la o adîncime mai redusă decît aceea corespunzătoare maximului de rezistivitate situat în zona de sud-est a profilului, pentru perioade mai mari de 3 600 secunde.

În încheiere este necesar să se sublinieze utilitatea aplicării celor două variante ale inducției electromagnetice, în aprecierea unor aspecte geotectonice în regiuni cu structuri geologice complicate, legate de depresiuni, zone cutate și arii vechi fracturate și totodată, în evidențierea unor anomalii de conductivitate legate de procese dinamice de tipul cutremurelor de pămînt, vrîncene.

Primit în redacție 29 ianuarie 1981.

BIBLIOGRAFIE

A. N. TIHONOV, DAN SSSR, *Ob opredelenii electriceskih harakteristic glubokih sloev zenmoi kori*, **87**, *4* 547—550 (1950).

L. CAGNIARD, Geophysics, *Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting*, **18**, *3*, 605—635 (1953).

J. F. HERMANCE, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Processing of magnetotelluric data, 7, 349—364 (1973).

A. SOARE, D. STĂNICĂ, G. CUCU, R. PLAVIȚĂ, Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr. — Geophysique, *Some techniques of magnetotelluric data processing*, **22**, 107—112 (1978).

D. STĂNICĂ, M. STĂNICĂ, R. PLAVIȚĂ, Acta Geol. Acad. Scient. Hungaricae. *A new processing method of telluric current data*, **21**, *4*, 363—371 (1977).

THE USE OF THE EARTH'S NATURAL ELECTROMAGNETIC FIELD FOR THE ELABORATION OF THE CARPATHIANS' ARC BEND STRUCTURAL MODEL

(ABSTRACT)

A total of 14 magnetotelluric soundings were made along 130 kilometers across the Carpathian Arc Bend. Spectral analysis of digitized analog records was used to determine apparent resistivities for periods in the range 10—3600 seconds. The plotted resistivities interpretation indicates that the geoelectric section to depths of the order of 250 kilometers is divided into three principal layers. Finally, a possible structural model of the Vrancea region is discussed.

UNELE CONSIDERAȚII ASUPRA FLUXULUI TERMIC SCĂZUT DIN BAZINUL TRANSILVANIEI

M. VISARION și S. VELICIU

Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș, 1, București

Analiza principalelor caracteristici geologice și geofizice ale bazinelor post-tectonice inter- și intramontane (bazine inter- și intra-arc), a condus la ideia că aceste bazine par să prezinte o serie de particularități comune (Stegena et al., 1975):

— litosferă cu grosime redusă (strat de înaltă conductivitate electrică și „canalul" de viteze mici în poziție ridicată) și cu densitate mai mică în comparație cu media;

— scoarță subțiată;

— sedimente sinorogene și, în particular, post-orogene puțin sau neafectate de mișcări tectonice;

— activitate seismică redusă în bazinele deja dezvoltate;

— bazinele sialice au asociată o activitate vulcanică andezitică de

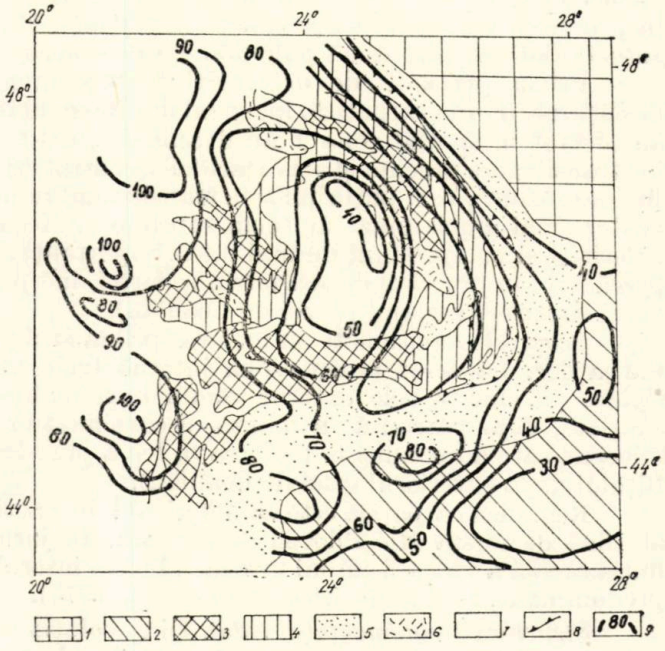


Fig. 1. — Fluxul termic în aria carpatică (după Harta fluxului termic în Europa; Cermak și Hurtig, 1979). 1 — platformă epialgomiană; 2 — platformă epihercinică; 3 — dacide și zona M-ților Metaliferi; 4 — moldavide și cuverturi post-tectonice; 5 — avanfosă; 6 — vulcanite neogene; 7 — bazine post-tectonice; 8 — șariaje; 9 — izoliniile de flux termic ($mW \cdot m^{-2}$).

tip compresional, în timpul proceselor de subducție din ariile învecinate și vulcanism bazaltic de tip extensional („interarc-spreading"), după ce subducția a încetat;

ST. CERC$_3$ GEOL., GEOFIZ., GEOGR$_2$, GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 53—60, BUCUREȘTI, 1981

— flux geotermic ridicat.

Bazinul Transilvaniei, situat la partea internă a lanţului carpatic, este definit din punct de vedere geologic, ca un element structural post-tectonic, corespunzînd unei arii omogene tinere (neogene) şi care a fost subiectul sedimentării de tip molasă (Dumitrescu şi Săndulescu, 1968). Molasa acoperă un fundament cutat şi cuvertura sa post-tectonică.

Din datele publicate de Demetrescu (1973), Veliciu et al., (1977), ca şi din harta de flux termic a Europei (Cermak şi Hurtig, 1979), o anomalie de minim apare ca tipică pentru Transilvania (fig. 1), ceea ce este surprinzător comparativ cu activitatea geotermală remarcabilă observată în Bazinul Panonic. Prezentul studiu şi-a propus o încercare de interpretare a acestui fapt.

CARACTERISTICILE BAZINULUI TRANSILVANIEI

Evoluţia pre-bazinală. Istoria geologică pre-neogenă a ariei transilvane este strîns legată de evoluţia Carpaţilor. Rădulescu şi Săndulescu (1973) au argumentat cu date petrografice asupra prezenţei în spaţiul carpatic a două zone cu crustă de tip oceanic care s-au dezvoltat — în special cel vestic — prin fenomene de tip „spreading", din Triasic pînă la începutul Cretacicului. Ele au suferit ulterior un fenomen de *consum* în procesele tectogenetice cretacice şi terţiare, transformîndu-se în două *suturi* ofiolitice (sau două *paleoplanuri de consum*).

Prima perioadă de deformări tectogenetice compresive, ce s-au desfăşurat, în aria carpatică, începînd din Barremian şi încheiate în Albian, au afectat în special zona Transilvanidelor, determinînd obducţia pînzelor transilvane, precum şi aria Dacidelor central est-carpatice (zona cristalino-mezozoică, mai puţin pînzele transilvane) în cuprinsul căreia au luat naştere mai multe pînze de soclu suprapuse. Megasillonul dacic extern a suferit şi el compresiuni de mai mică importanţă, dar va fi antrenat, cu precădere, în procesul de *scurtare* a scoarţei, începînd cu sfîrşitul Cretacicului superior (şariajul pînzei de Ceahlău).

Procesele menţionate au încheiat prima fază principală a consolidării Carpaţilor. La acest punct, zona internă incluzînd Transilvania devine rigidă, pe cînd zonele externe rămîn încă mobile. Subducţia litosferei subţiate, deja pătrunsă în manta, a continuat în timpul tectogenezelor miocene care au condus la punerea în loc a pînzelor moldavidice (pînzele flişului de la exteriorul celei de Ceahlău).

Regiunea carpatică este caracterizată de o activitate vulcanică calco-alcalină de vîrstă Mio-Pliocen-Cuaternară. În jurul Transilvaniei, distribuţia areală a vulcanismului urmează limita internă a catenei şi cuprinde, predominant, roci andezitice (Rădulescu, 1973).

Structura fundamentului cutat. Din evoluţia pre-bazinală a Bazinului Transilvaniei, s-a concluzionat că principalele tectogeneze responsabile pentru alcătuirea fundamentului cutat, au avut loc între Cretacicul mijlociu şi Senonian.

Aria ocupată de molasa neogenă din Transilvania, acoperă joncţiunea elementelor structurale aparţinînd unităţilor tectonice majore ale

Carpaţilor, fapt rezultat din interpretarea complexă a datelor geologice, geofizice şi de foraj (Săndulescu şi Visarion, 1978). Astfel, în centrul bazinului, atît anomalia pozitivă gravimetrică, cît şi un maxim magnetometric, sînt parţial în legătură cu zona ofiolitică care este bilateral şariată, către vest peste unităţile de fundament ale Apusenidelor, iar către est peste sistemul pînzelor est-carpatice (*rădăcina* pînzelor). Fundamentul este parţial acoperit de o cuvertură cutată de vîrstă neo-cretacică, paleogenă şi miocen inferioară (fig. 2).

Molasa miocen-pliocenă, groasă de aproximativ 4 km, umple depresiunea intramontană.

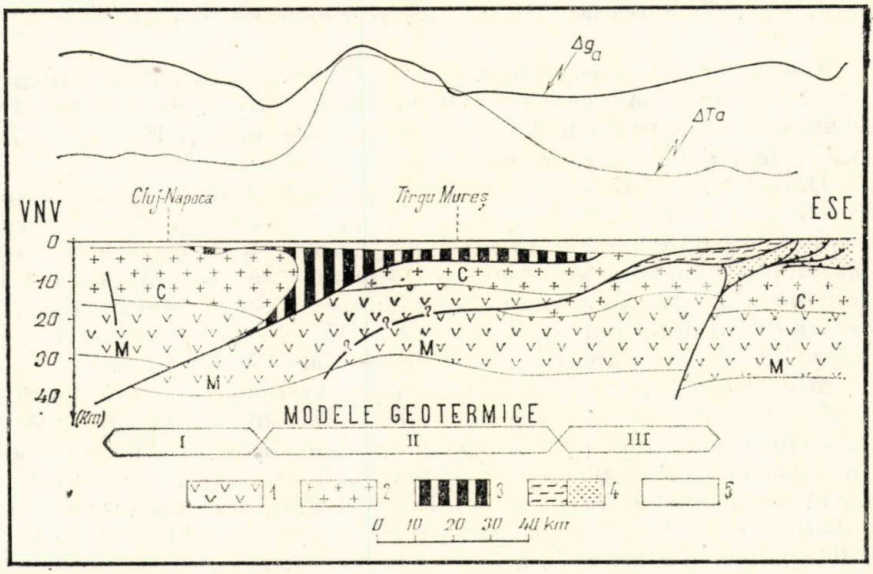


Fig. 2. — Structura scoarţei în Bazinul Transilvaniei (după Rădulescu et al., 1976). 1 — scoarţă inferioară; 2 — scoarţă superioară; 3 — zona ofiolitică; 4 — pînzele est-carpatice; 5 — cuvertura post-tectonică şi molasa. Δg_a — anomalia gravităţii; ΔT_a — anomalia aeromagnetică a cîmpului total. Modele geotermice (pentru detalii vezi fig. 4): I — Apusenidele sudice; II — zona ofiolitică; III — pînzele est-carpatice (*rădăcina pînzelor*).

Scoarţa şi mantaua superioară. Datele de sondaj seismic adînc arată că grosimea scoarţei, avînd 34 km în partea estică a Transilvaniei, descreşte gradat pînă la 30 km în centru. Către vest, scoarţa se îngroaşă din nou la aproximativ 38 km.

Scoarţa este relativ subţire faţă de Carpaţii Orientali şi avanfosă (40—50 km), în principal, datorită reducerii stratului superior la 6—10 km. Totuşi, ea este mai groasă în comparaţie cu scoarţa Bazinului Panonic (24—28 km).

Distribuţia pe verticală a vitezei undelor seismice indică caracteristicile unei scoarţe de tip continental (sialic), chiar şi sub zona ofiolitică. Vitezele determinate au fost de 5,5—6,2 km · s^{-1} pentru partea superioară a scoarţei, 6,8—7,0 km · s^{-1} pentru partea inferioară şi 8,2—9,0 km · s^{-1}

sub suprafața Moho (Rădulescu et al., 1976). Ultima valoare corespunde unei densități a mantalei care pare a fi mai ridicată decît media.

În ce privește grosimea litosferei, nici o investigație directă nu s-a realizat pînă în prezent, dar cîteva considerații pot fi făcute pe baza poziției stratului de înaltă conductivitate electrică din partea estică a Bazinului Panonic (Adam, 1965) și în zona Vrancea (Stănică, comunicare personală, 1979). În cele două regiuni au fost stabilite adîncimi de 60 km și, respectiv, peste 150 km, încît o adîncime în jur de 100 km, pentru stratul de înaltă conductivitate, pare rezonabilă sub Transilvania.

FLUXUL TERMIC ȘI MODELE GEOTERMICE ALE LITOSFEREI

Fluxul termic la suprafață. Pentru Transilvania există cîteva măsurători de flux termic terestru (Demetrescu, 1973; Veliciu et al., 1977). Valorile determinate au fost încorporate de Cermak și Hurtig (1979) în harta de flux termic a Europei.

Demetrescu (1973) a obținut cinci valori de flux termic, cuprinse între 33 și 58 $mW \cdot m^{-2}$, determinate în partea nordică și est-centrală a Transilvaniei. Valoarea de 33 $mW \cdot m^{-2}$ pare a fi suspect de redusă și, după cum afirmă autorul, ar putea fi afectată de un timp de echilibru termic mic al găurii de foraj, înainte de măsurătoare. Luînd în considerare și valorile determinate de Veliciu et al. (1977) în partea centrală a bazinului, media fluxului apare ca fiind de 45—50 $mW \cdot m^{-2}$.

Minimul de flux termic din Transilvania este clar conturat de valorile ridicate obținute în unitățile tectonice adiacente: 83—110 $mW \cdot m^{-2}$ pentru lanțul neo-vulcanic al Carpaților Orientali, ~ 80 $mW \cdot m^{-2}$ pentru M-ții Apuseni și 85—100 $mW \cdot m^{-2}$ pentru limita estică a Bazinului Panonic (Veliciu și Demetrescu, 1979). În acest mod, în ciuda numărului încă mic de date observaționale, caracterul redus al activității geotermale este net determinat la scară regională.

Fluxul termic al mantalei. Fluxul termic terestru, determinat în domeniul continental, poate fi divizat în două componente (Pollack și Chapman, 1977): una este datorată surselor radiogene de căldură din partea superioară a scoarței (*stratul granitic*) și alta este atribuită părții inferioare a scoarței (*stratul bazaltic*) și mantalei superioare. În consecință, pentru o regiune dată, distribuția temperaturilor în adîncime depinde de mărimea fluxului termic la suprafață, distribuția verticală a surselor radiogene de căldură și de variația conductivității termice cu adîncimea.

În prezent s-au acumulat suficiente date experimentale care dau indicații asupra mărimii conductivității termice, dar informațiile, interesînd distribuția pe verticală a surselor de căldură, sînt încă insuficiente. Birch et al., (1968) au sugerat existența unei relații liniare, între fluxul termic la suprafață și generarea de căldură, relație care oferă o explicație rezonabilă, în termenii variației radioactivității din partea superioară a scoarței, pentru intervalul din interiorul unei așa-numite *provincii de flux termic*. Relația este exprimată sub forma:

$$Q_0 = Q^* + b\,A_0,$$

unde Q_0 este fluxul termic la suprafață; A_0 este generarea de căldură a rocilor din constituția fundamentului (dar care aflorează la suprafață); Q^* este *fluxul redus* (fluxul termic pentru $A_0 = 0$) și b este o mărime cu dimensiunile unei adîncimi, care caracterizează distribuția verticală a surselor radiogene de căldură.

Pornind de la ecuația de mai sus, Pollack și Chapman (1977) au stabilit o nouă relație, legînd fluxul termic redus de media fluxului la suprafață dintr-o provincie de flux termic:

$$Q^* \simeq 0{,}6\,\bar{Q}_0.$$

Această relație, empirică, fixează contribuția zonei îmbogățite în elemente radioactive din partea superioară a scoarței la:

$$bA_0 \simeq 0{,}4\,\bar{Q}_0.$$

Dacă b este cunoscut sau asumat, se obține media generării de căldură a zonei îmbogățite radiogen. Pentru Transilvania, s-a presupus $b = 9{,}8$ km și, introducînd în calcul o medie a fluxului la suprafață de 50 $mW \cdot m^{-2}$, s-au obținut valori de 2,04 $\mu W \cdot m^{-3}$ și, respectiv, 30 $mW \cdot m^{-2}$, pentru A_0 și Q^*.

Lachenbruch (1971) a argumentat ideia descreșterii generării de căldură cu adîncimea, în acord cu o lege exponențială. După cum s-a menționat, fluxul termic redus este constituit din contribuția radiogenă a părții inferioare a scoarței și mantalei superioare și o contribuție calorică mai adîncă, a astenosferei, ce penetrează litosfera pe la baza sa. Deci este clar că partea inferioară a scoarței este mai puțin înzestrată cu surse radioactive generatoare de căldură decît partea sa superioară dar, întrebarea ce se pune este dacă o descreștere în partea superioară, trebuie acompaniată corespunzător, de o creștere sau o descreștere în partea inferioară a scoarței. Argumente petrografice consistente există pentru ambele situații. Problema este în special deschisă pentru zona ofiolitică din centrul Transilvaniei, unde generarea de căldură la partea superioară a scoarței este redusă cu un factor de aproximativ 6, datorită rocilor bazice conținute în fundamentul bazinului (modelul II din fig. 4).

Pentru modelele geotermice adoptate, s-a ales o valoare a generării de căldură de 0,25 $\mu W \cdot m^{-3}$ care este reprezentativă pentru o scoarță inferioară în facies granulitic. Sub limita scoarță-manta, a fost considerată o zonă ultrabazică săracă în elemente radioactive, cu o generare de căldură de 0,01 $\mu W \cdot m^{-3}$. Ambele valori alese sînt în concordanță cu relația stabilită de Rybach (1976), între generarea de căldură și viteza undelor seismice, în gama 5,0—9,0 $km \cdot s^{-1}$ (fig. 3).

Modele de generare a căldurii au fost elaborate separat pentru unitățile de fundament ale Apusenilor sudici, zona ofiolitică și pentru sistemul pînzelor est-carpatice (fig. 4). Pentru fiecare model, fluxul termic al mantalei (Q_M) s-a obținut cu relația:

$$Q_M = Q_0 - \int_0^{Z_{Moho}} A(z)\,dz.$$

Fluxul termic calculat al mantalei, pentru Transilvania, variază între 20 mW · m^{-2} și 30 mW · m^{-2}, fiind foarte apropiat ca valoare de fluxul redus Q^* obținut prin intermediul relației liniare dintre fluxul de suprafață și generarea de căldură. Faptul confirmă ideia că, între baza litosferei și baza scoarței, cantitatea de căldură produsă este neglijabilă.

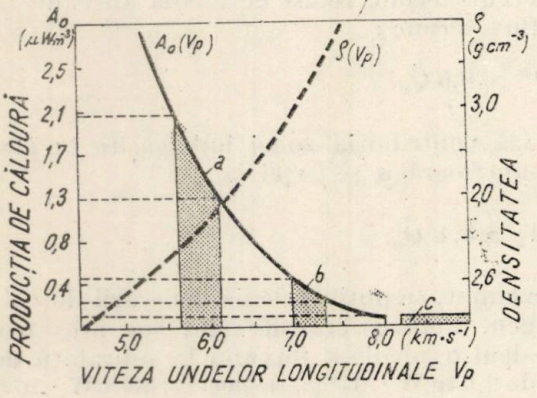


Fig. 3. — Productivitatea de căldură funcție de viteza undelor seismice longitudinale pentru Bazinul Transilvaniei (modificat după Rybach, 1976): *a* — scoarța superioară; *b* — scoarța inferioară; *c* — mantaua superioară.

În figura 5 s-au indicat curbele temperatură-adîncime corespunzătoare fluxului termic terestru determinat în Bazinul Transilvaniei și aria panonică (Veliciu, 1977). Temperaturile calculate la baza scoarței pentru Transilvania ($\sim$ 600°C), sînt mai reduse în comparație cu Bazinul Panonic (800—900°C). Curbele de temperatură au fost extinse pînă la adîncimea la care ele intersectează temperatura fazei *solidus* a mantalei T_m, dar au fost punctate ca să indice provizoratul, peste 0,85 T_m. Ele sînt caracterizate de o curbură în partea superioară a scoarței, datorită generării

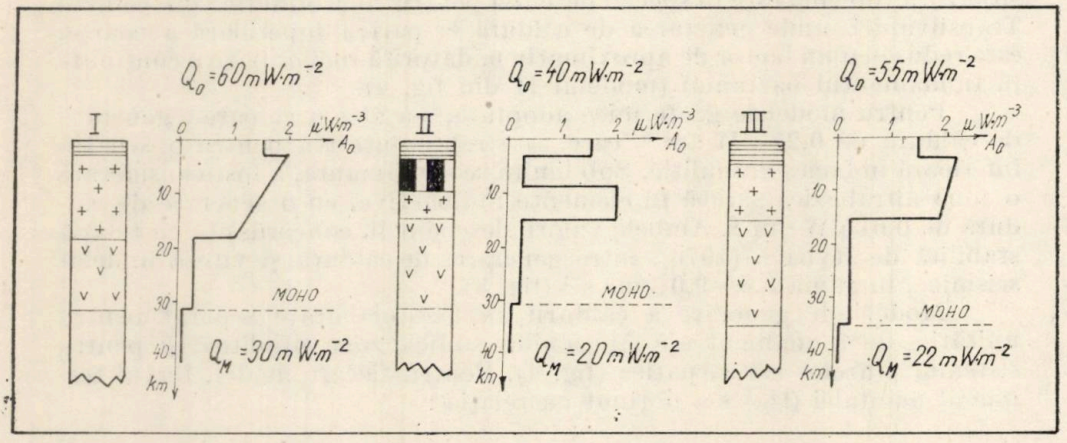


Fig. 4. — Modele geotermice ale litosferei pentru Bazinul Transilvaniei. I — Apusenidele sudice; II — zona ofiolitică; III — pînzele est-carpatice.

de căldură ridicate și de un gradient aproape linear pentru zona săracă în elemente radioactive.

Mai mulți autori au sugerat că tranziția litosferă-astenosferă poate începe la o temperatură mai mică decît T_m. Pollack și Chapman (1977) au adoptat ca adîncime la baza litosferei adîncimea la care curbele de temperatură ating 0,85 T_m. Curba temperatură-adîncime pentru Transilvania intersectează 0,85 T_m la o adîncime de aproximativ 80 km, în timp ce în Bazinul Panonic atinge aceeași temperatură la numai 40 km. În consecință datele geotermice indică existența unei litosfere mai groase și mai reci sub Bazinul Transilvaniei.

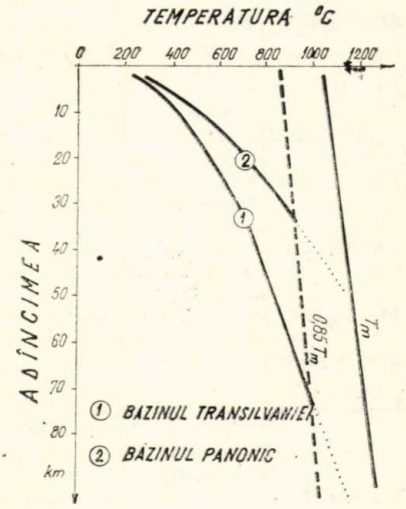


Fig. 5. — Curbe caracteristice temperatură-adîncime pentru Transilvania și Bazinul Panonic (T_m este temperatura de trecere în faza *solidus* a mantalei).

Implicații tectonofizice. În timpul Oligocenului mediu-Miocenului inferior, subducția a fost încă activă în lungul arcului carpatic. Procesul de subducție a indus, probabil, o cantitate suplimentară de căldură care a avut drept rezultat topirea parțială, deasupra plăcii subduse. Materialul topit a expandat lateral la baza scoarței continentale subțiind-o și străpungînd-o local unde mase importante de andezite au extrus. Cînd subducția a încetat, scoarța subțiată dar de tip continental, a suferit un fenomen de subsidență și a fost acoperită de sedimente pliocen-cuaternare. Acest model (Horvath și Stegena, 1976) care explică istoria geologică neogenă și particularitățile geofizice ale Bazinului Panonic, nu se potrivește în totalitate caracteristicilor Bazinului Transilvaniei.

Datorită subducției alpine din Carpați, aria transilvană a fost continuu subiectul compresiunii. După ce subducția a încetat, nu există nici un argument geologic sau geofizic în favoarea unui proces de extensie a litosferei, similar celui produs în Bazinul Panonic. Rezultatul îl constituie prezența unei litosfere mai groase și mai reci, o scoarță subțiată dar cu stratul său inferior normal dezvoltat, frecvența redusă a fracturilor de tensiune și absența magmatismului bazic recent în interiorul bazinului. În consecință, o reducere a fluxului caloric provenit din manta, printr-un fenomen fizic invers celui descris de Lachenbruch și Sass (1978) pentru bazinele extensionale, este posibil să se fi produs aici.

De asemenea existența unui curent de convecție sublitosferic descendent, poate fi luată în considerație (Constantinescu et al., 1976; Visarion și Săndulescu, 1979), foarte probabil, în legătură cu amplasarea diapirului din manta sub Bazinul Panonic.

Primit în redacție 26 martie 1981

BIBLIOGRAFIE

BIRCH, F., ROY, R. F., DECKER, E. R.,(1968), *Heat flow and thermal history in New England and New York*, în ZEN, E. (editor) *Studies of Appalachian geology: Northern and Maritime*. Interscience, New York, 437—451.

CONSTANTINESCU, L., CONSTANTINESCU, P., CORNEA, I., LĂZĂRESCU, V., (1976), *Recent seismic informations on the lithosphere in Romania*. Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géophys., **20**, 33—40.

CERMAK, V., HURTIG, E., (1979), *Heat flow map of Europe*, în : CERMAK, V., RYBACH, L., (editori), *Terrestrial heat flow in Europe*. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.

DEMETRESCU, C., (1973), *Valori preliminare ale fluxului termic în Transilvania*. St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., **11**, 13—21.

DUMITRESCU, I., SĂNDULESCU, M., (1968), *Problèmes structuraux des Carpates Roumaine et de leur avant-pays*. An. Com. Géol. XXXVI, 195—281.

LACHENBRUCH, A. H., (1971), *Vertical gradients of heat productions in the continental crust. Theoretical detectability from near-surface measurements*. J. Geophys. Res., **76**, 3841—3851.

LACHENBRUCH, A. H., SASS, J. H., (1978), *Models of an extending lithosphere and heat flow in the Basin and Range Province*, în *Cenozoic tectonics and regional Geophysics of the Western Cordilliera*. GSA Memoir **152**, 143—164.

POLLACK, H. N., CHAPMAN, D. S., (1977), *On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness*. Tectonophysics, **38**, 279—296.

RĂDULESCU, D. P., SĂNDULESCU, M., (1973), *The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians*. Tectonophysics, **16**, 155—161.

RĂDULESCU, D. P., SĂNDULESCU, M., CORNEA, I., CONSTANTINESCU, P., RĂDULESCU, F., POMPILIAN, A., (1976), *Structure de la croute terrestre en Roumanie*. Essai d'interpretation des études seismiques profondes. An. Inst. Geol. Geofiz. Bucureşti, L., 5—36.

RYBACH, L., (1976), *Radioactive heat production in rocks and its relations to other petrophysical parameters*. Paleophys., **114**, 309—316.

SĂNDULESCU, M., VISARION, M., (1978), *Considérations sur la structure tectonique du soubasment de la Dépression de Transylvanie*. D.S. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti, LXIV, 153—173.

STEGENA, L., GECZY, B., HORVATH, F., (1975), *A Pannon medence késökainozóos fejlödése*. Bull. of the Hungarian Geol. Soc., **105**, *2*, 101—123.

VELICIU, S., (1977), *Some results on the mantle heat flow investigation in Romania*. Acta. Geol. Scient. Hungaricae, *21*, 265—268.

VELICIU, S., CRISTIAN, M., PARASCHIV, D., VISARION, M., (1977), *Preliminary data of heat flow distribution in Romania*. Geothermics, *6*, 95—98.

VELICIU, S., DEMETRESCU, C., (1979), *Heat flow in Romania and some relations to geological and geophysical features*, în CERMAK, V., RYBACH, L., (editori) *Terrestrial heat flow in Europe*. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York, 253—260.

VISARION, M., SĂNDULESCU, M., (1979), *Structura subasmentului Depresiunii Panonice în România*, St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geofiz., **17**, *2*, 191—201.

SOME CONSIDERATIONS ON THE LOW HEAT FLOW IN THE TRANSYLVANIAN BASIN

(ABSTRACT)

In order to explain the low heat flow observed in the Transylvanian Basin, present day geological and geophysical data are reviewed. This young (Neogene) intramountain basin exhibits some features which make it distinct as compared with other typical ensialic intra-arc basins.

By means of the surface heat flow and heat generation data, reasonable geothermal models across Transylvania are given. The calculated mantle heat flow ranges from 20 to 30 $mW \cdot m^{-2}$ and the temperature at the base of the crust ($\sim$ 600°C) is lower in comparison with the Pannonian Basin (800—900°C). Consequently, geotherms indicate a thicker and cooler lithosphere for Transylvania.

ASUPRA REGIMULUI GEOTERMIC AL DEPRESIUNII TRANSILVANIEI[1]

C. DEMETRESCU, M. ENE, MARIA ANDREESCU

Centrul de fizica Pămîntului și seismologie, București—Măgurele C.P. MG—2

INTRODUCERE

Cercetări geotermice anterioare (Demetrescu, 1973 a; 1978/1979; 1979) au evidențiat Depresiunea Transilvaniei ca o unitate tectonică în care fluxul termic prezintă valori scăzute (30—60 mWm^{-2}), net deosebite de cele întîlnite în cealaltă mare depresiune neogenă — Depresiunea Panonică (80—100 mWm^{-2}), (Stegena et al., 1975). Aceste deosebiri se manifestă, de asemenea, în distribuția temperaturii în adîncime (200—300°C) față de 1000—1200°C la baza scoarței) și în valorile contribuției mantalei la fluxul termic observat (8—15 mWm^{-2} față de 40—60 mWm^{-2}).

Particularitățile regimului geotermic al Depresiunii Transilvaniei au stimulat interesul în continuarea eforturilor întreprinse de colectivul nostru în direcția efectuării unor măsurători geotermice corecte, care să contribuie la caracterizarea cît mai completă a acestei unități tectonice.

În cadrul studiului de față s-au efectuat măsurători de temperatură în șase foraje (1-Dumbrăveni, 1-Ocnița, 10 și 11-Bărcut, 10-Silivaș, 18-Prod) și s-au colectat carote, pe care s-a măsurat conductivitatea termică, de la 30 adîncimi în opt foraje. Datele obținute au fost coroborate cu date anterioare privind forajele 1-Măgherani, 1-Chiheru, 16-Fîntînele, 4135-Bistrița, 4141-Beudiu, 1-Nicolești, 19-Bozed (Demetrescu, 1976; 1977 a; 1979), conducînd la conturarea unor imagini de ansamblu a parametrilor geotermici: temperatura la diferite nivele, gradientul geotermic, conductivitatea termică a rocilor și fluxul termic, în partea centrală și de est a depresiunii.

MODUL DE LUCRU ȘI REZULTATELE OBȚINUTE

Măsurătorile de temperatură s-au efectuat cu ajutorul unui termometru de sondă cu termistor (Demetrescu, 1976), la intervale de 20 m. Forajele au fost alese dintre cele cu grad înaintat de refacere a cîmpului termic natural, perturbat puternic, după cum se știe, de operațiunea de forare a sondei (Demetrescu, 1977 b). Adîncimea maximă investigată, condiționată de lungimea cablului utilizat, a fost de 1000 m, iar cea minimă (în cazul forajelor 18-Prod și 11-Bărcut), de 330 m. Precizia mare cu care s-a măsurat temperatura (± 0,03°C), precum și precauțiile

[1] Extras din lucrarea prezentată la Simpozionul național de fizica Pămîntului și prospecțiuni geofizice, București, decembrie 1980.

ST CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ TOM 19, P. 61—71, BUCUREȘTI, 1981

luate privind gradul de refacere a cîmpului natural de temperaturi, au condus la determinarea gradientului vertical de temperatură în condiții foarte bune, cu erori ce nu depășesc 5%.

Variația pe verticală a temperaturii în cele șase foraje cercetate este redată în figura 1. Numărul mare de date de temperatură a permis redac-

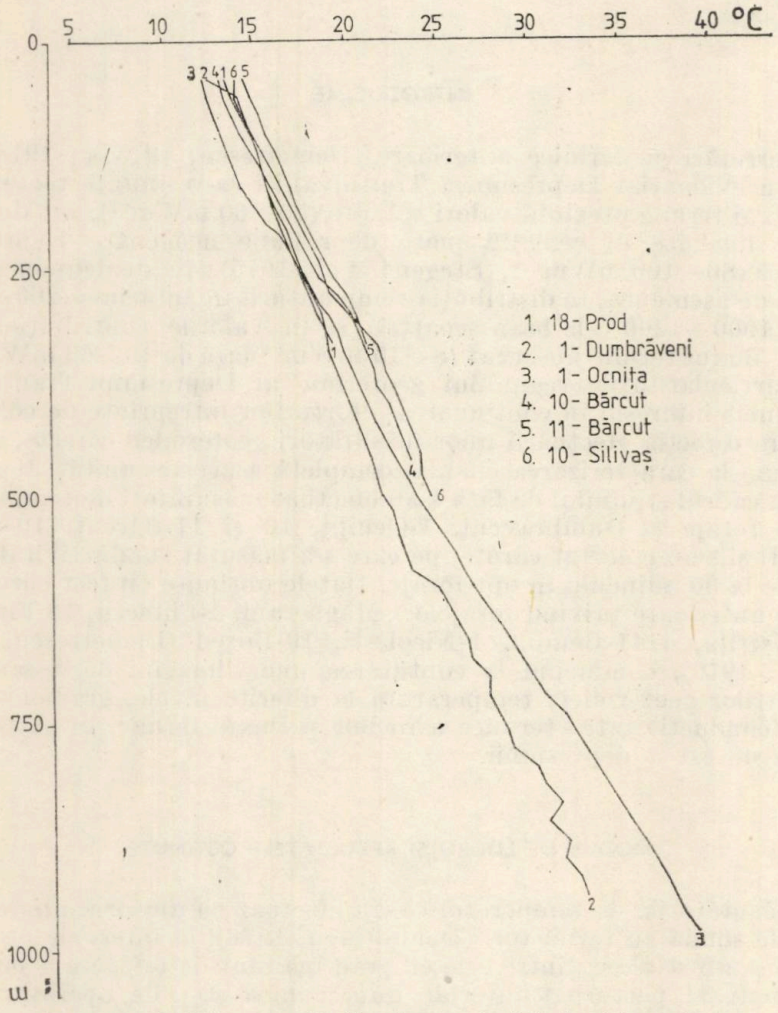


Fig. 1. — Variația pe verticală a temperaturii în forajele studiate.

tarea unor hărți cu izoterme la diferite nivele în intervalul de adîncimi cercetat, dintre care dăm ca exemplu, în figura 2, pe cea de la adîncimea de 500 m. Se remarcă, în zona acoperită cu măsurători, un minim de temperatură în cadranul sud-estic al depresiunii și un maxim în zona central estică.

Gradientul vertical mediu al temperaturii pentru intervalul de adîncimi 0—500 m (fig. 3) are valori cuprinse între 20 și 35 mK m^{-1}, fiind

mai ridicat în apropierea contactului cu zona eruptivului neogen Călimani—Gurghiu—Harghita. Și în cazul acestui parametru geotermic se remarcă maximumul din zona central-estică și valorile mici din cadranul sud-estic.

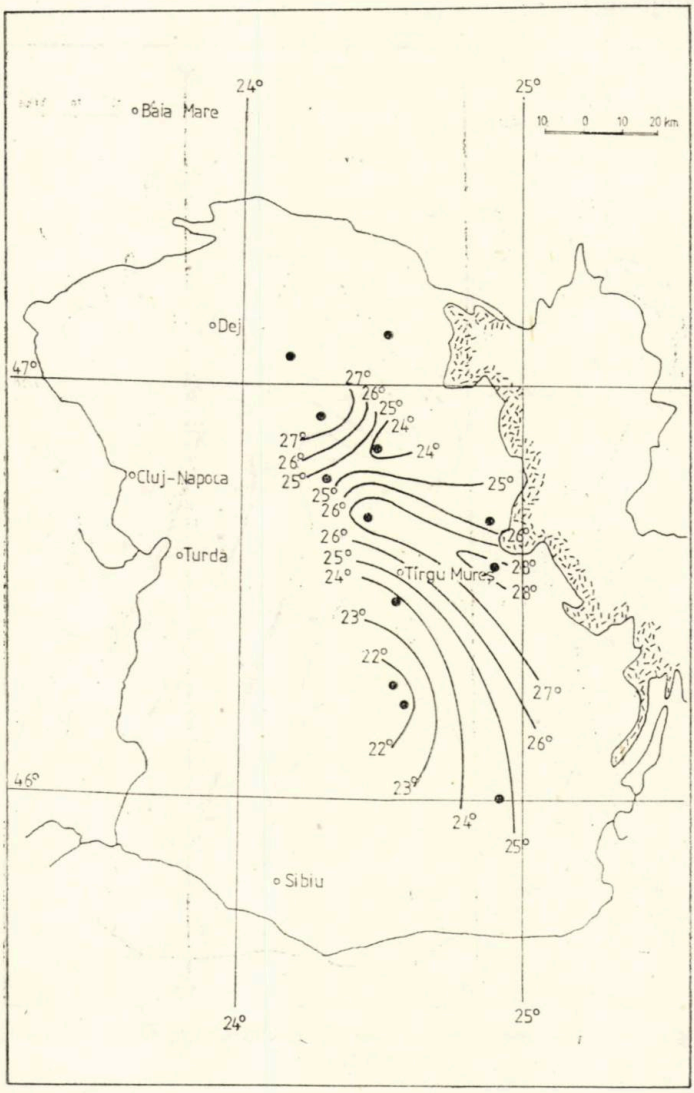


Fig. 2. — Harta cu izoterme la adîncimea de 500 m. Punctele — foraje în care s-au efectuat măsurători.

Conductivitatea termică a rocilor a fost măsurată cu ajutorul aparatului cu bare cu diferență constantă de temperatură și inel de gardă (Demetrescu, 1973 b). Ori de cîte ori a fost posibil, s-a utilizat metodica standard cu cel puțin trei discuri de grosimi diferite, saturate cu apă.

În cazurile, destul de frecvente, în care eşantioanele se distrugeau în timpul saturării cu apă, s-a măsurat conductivitatea rocii saturate cu petrol sau cu aer, calculîndu-se apoi conductivitatea rocii saturate cu apă (Demetrescu, 1977 a). Eroarea implicată în măsurătorile de conductivitate nu depăşeşte ± 3—4%.

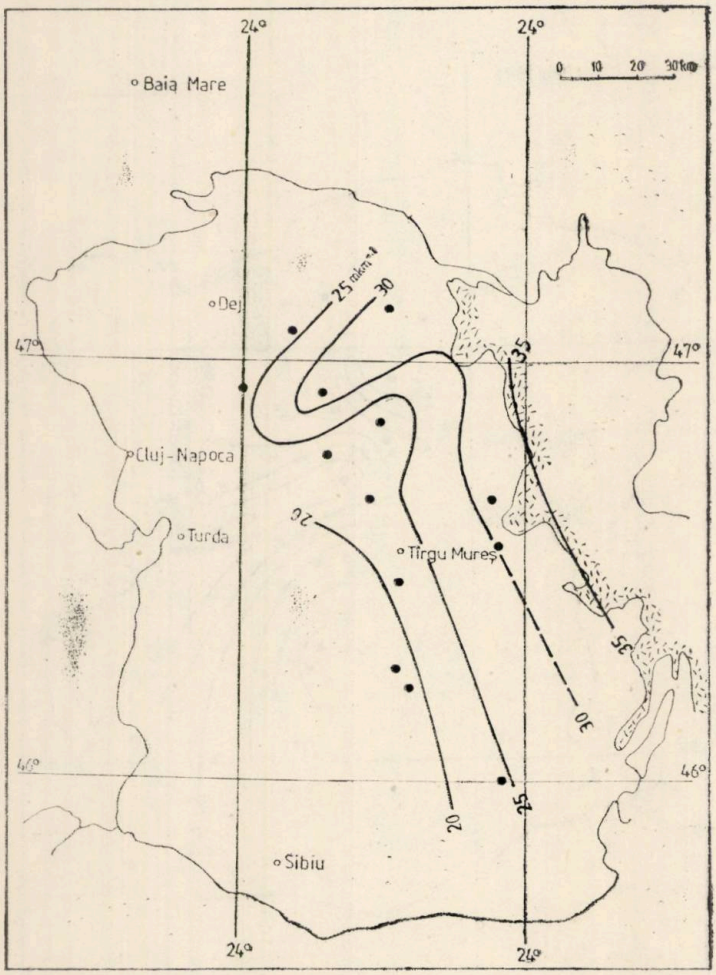


Fig. 3. — Harta gradientului geotermic mediu pe intervalul 0—500 m. Unităţi mK m^{-1}.

Datele disponibile privind conductivitatea rocilor sedimentare din Depresiunea Transilvaniei (Demetrescu, 1977 a ; lucrarea de faţă) au fost grupate conform vîrstei rocilor şi reprezentate funcţie de adîncime. Figura 4 ilustrează această dublă dependenţă. Se remarcă, pentru roci de aceeaşi vîrstă, creşterea conductivităţii cu adîncimea, situaţie datorată probabil creşterii gradului de compactizare a rocilor pe măsura creşterii încărcării cu depozite mai noi.

Datele de conductivitate prezentate sintetic în figura 4 ne dau o imagine de ansamblu a variației acestui parametru în primii trei mii de metri ai crustei terestre. Ele constituie elemente indispensabile oricărui model geotermic. În același timp ele servesc la estimarea fluxului termic în cazurile, foarte frecvente, în care nu dispunem de carote din aceleași foraje sau din același interval de adîncimi în care s-a măsurat și variația temperaturii cu adincimea.

Avînd la dispoziție cele două elemente necesare, gradientul vertical de temperatură și conductivitatea termică a rocilor, s-a putut calcula fluxul termic pentru forajele studiate. Rezultatele sînt prezentate în figura 5, care conține și valorile de flux termic determinate anterior pentru forajele 1-Măgherani, 1-Chiheru, 16-Fintînele, 4141-Beudiu și 4135—Bistrița ; în trasarea izoliniilor s-a ținut cont și de valorile de flux termic măsurate în zona eruptivului neogen (Demetrescu, 1979).

Distribuția fluxului termic prezintă unele particularități interesante, și anume :

— valoarea fluxului termic nu depășește media mondială (60 $mW \cdot m^{-2}$),

— o variație rapidă de la valori mari la valori mici (20 $mW \cdot m^{-2}$/ 10 km) la limita estică a depresiunii, în zona învecinată eruptivului neogen,

— o variație lentă (în limitele a 5 $mW \cdot m^{-2}$/10 km) în interiorul Depresiunii Transilvaniei, pe care se evidențiază un minim în sectorul sud-estic și un maxim în zona central-estică.

INTERPRETAREA REZULTATELOR

O primă sugestie pentru interpretarea rezultatelor prezentate mai sus o poate furniza compararea hărții de flux termic (fig. 5) cu schița reliefului fundamentului cristalin (Visarion et al., 1973), remarcîndu-se suprapunerea minimumului din sectorul sud-estic cu zonele depresionare ale Tîrnavelor și Icland și a maximumului din zona central-estică cu ridicarea de la Pogăceaua. Detalierea acestei corelații s-a făcut pe profilul marcat cu AA' în figura 5 și reprezentat în figura 6. Scara orizontală din figura 6 a fost puternic comprimată pentru a înlesni și corelări vizuale între elementele structurale și distribuția fluxului termic.

Secțiunea crustală a fost realizată după datele prezentate de Visarion et al. (1973) și Săndulescu și Visarion (1978), pentru partea superioară a scoarței, și Rădulescu et al. (1976), Cornea et al. (1978) și Rădulescu (1979), pentru limitele Conrad și Mohorovicic. Conform acestor date, Depresiunea Transilvaniei este un element structural post-tectonic ce corespunde unei zone subsidente de vîrstă neogenă, cu sedimente molasice ; ea se suprapune pe două complexe structurale : subasmentul cutat și cuvertura sa posttectonică. Aceasta din urmă cuprinde formațiuni cretacic-superioare, paleogene și eo-miocene, constituite din gresii, marne, argile, nisipuri. Subasmentul cutat este constituit din formațiuni cristaline (șisturi sericito-cloritoase, cuarțitice, micașisturi), formațiuni eruptive, dintre care formațiunea ofiolitică prezintă interes pentru

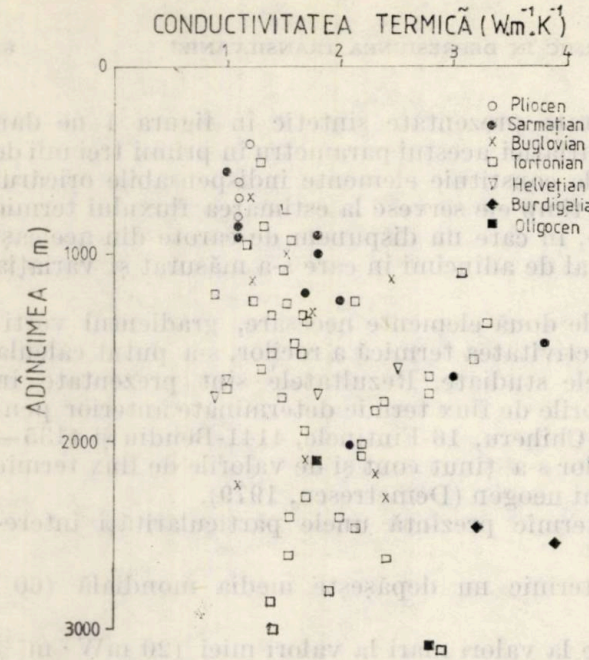


Fig. 4. — Conductivitatea sedimentelor neogene funcţie de vîrstă şi adîncime.

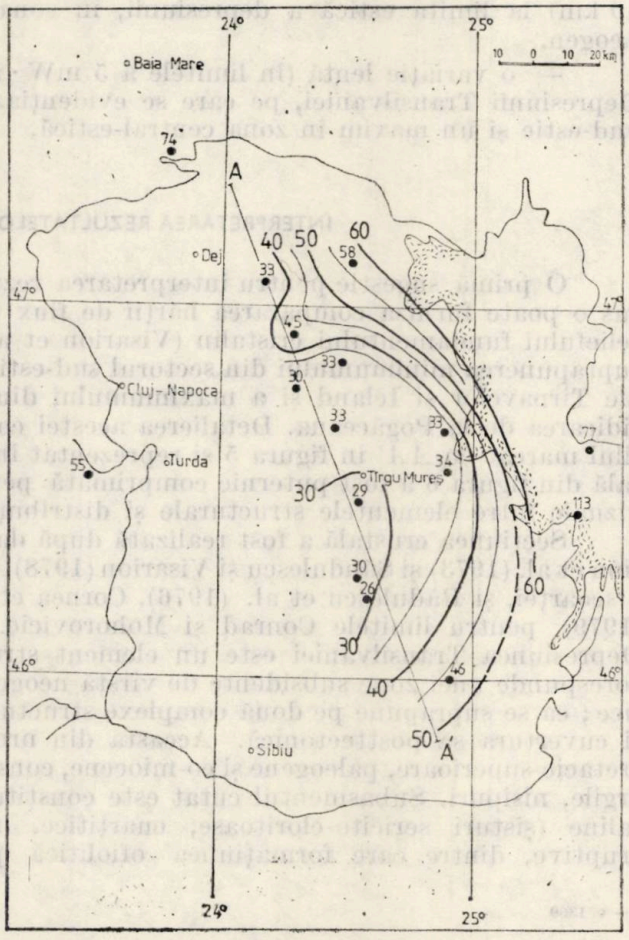


Fig. 5. — Distribuţia fluxului termic în zona centrală şi estică a Depresiunii Transilvaniei. Unităţi mWm^{-2} (AA' — profil).

profilul analizat (roci bazice — bazalte, melafire, spilite — asociate cu tufuri și roci detritice bogate în fragmente de magmatite bazice), și formațiuni sedimentare de vîrstă permiană (conglomerate cu elemente de cristalin), triasică (marne, argile cu intercalații de calcare, șisturi argiloase) și jurasic-cretacic inferioară (predominant calcaroase).

În concepția lui Săndulescu și Visarion (1978), zona ofiolitică este rămășița unui bazin intracarpatic cu crustă oceanică, închis prin avansarea unităților adiacente cu crustă continentală : la vest, unitățile apusenidelor nordice și/sau ale Munților Metaliferi, iar la est, unitățile centrale est-carpatice. Formațiunile ofiolitice sînt șariate spre est, peste crusta de tip continental a sistemului de pînze central est-carpatice cu șisturi cristaline.

Așa-numitul strat bazaltic al crustei prezintă o ridicare de circa 3 km în zona centrală a Depresiunii Transilvaniei, ceea ce duce la existența unui strat granitic de numai 3 km grosime în această zonă și la o grosime totală a crustei de 29 km. În zonele laterale ale profilului, stratul granitic ajunge la grosimi de 8 km, iar crusta la grosimi de 35 km.

În ceea ce privește fluxul termic, se observă în figura 6 că pe fondul unor valori ce scad de la nord spre sud de la 33 la 29 $mW \cdot m^{-2}$ apare un maxim de 45 $mW \cdot m^{-2}$. Spre marginile depresiunii fluxul termic crește spre 50 $mW \cdot m^{-2}$. Valorile minime observate, 29—30 $mW \cdot m^{-2}$, corespund zonei de maximă afundare a subasmentului cutat și de grosime redusă a stratului granitic, iar maximumul de 45 $mW \cdot m^{-2}$, zonei de ridicare a subasmentului și de grosime maximă a stratului granitic. Creșterea fluxului termic spre marginile Depresiunii Transilvaniei corespunde creșterii grosimii stratului granitic pe măsura ridicării fundamentului cristalin spre suprafață. Variația fluxului termic în lungul profilului este efectul combinat al variațiilor conținutului de elemente radioactive și al contrastelor de proprietăți termice în diferitele sectoare și strate ale crustei ; fluxul termic de suprafață este mai mare în sectoarele în care, pe de o parte, se produce mai multă căldură prin dezintegrări radioactive, și în care, pe de altă parte, este concentrată căldura ce vine dinspre baza crustei, datorită conductivității termice mai mari. Subsidența și sedimentarea nu joacă nici un rol în stabilirea modului de variație a fluxului termic în lungul profilului, deoarece sedimentările pre-miocene au un efect termic neglijabil (Demetrescu, 1978/1979), iar efectul termic al celor neogene și cuaternare este practic uniform în zona studiată (Demetrescu, Polonic, 1981).

Avînd în vedere că principalele tectogeneze care au condus la stabilirea structurii actuale a subasmentului Depresiunii Transilvaniei s-au desfășurat între cretacicul inferior și senonian (Săndulescu și Visarion, 1978) și că subsidența și umplerea cu sedimente neogene a depresiunii s-au produs în principal în intervalul badenian-panonian inferior, rezultă că întreaga crustă se află în prezent în echilibru termic, iar conducția căldurii prin ea este un fenomen staționar. În sprijinul acestei afirmații, menționăm că, de exemplu, timpul necesar ca procesul conducției căldurii printr-o crustă de tip continental de 30 km grosime să devină staționar, după producerea unui eveniment termic în baza scoarței, este de 7—8 milioane ani (Lachenbruch și Sass, 1977). În aceste condiții, se poate efectua un calcul estimativ al distribuției temperaturii în adîncime și al

contribuției diverselor compartimente crustale la stabilirea configurației actuale a fluxului termic cu ajutorul ecuației :

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}z}\left(K\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}\right)+A(z)=0,$$

unde K este coeficientul de conductivitate termică și A producția de căldură în unitatea de volum (Jaeger, 1965), cunoscînd distribuția pe verticală a lui K și A.

În cadrul unui model în trepte în care s-au adoptat pentru parametrii K și A valorile din tabela 1, rezultă pentru contribuția mantalei la fluxul termic observat la suprafață o valoare de 15 $mW \cdot m^{-2}$. Contribuția dezintegrărilor radioactive din crustă variază între 15 $mW \cdot m^{-2}$ în zona minimumului, și 24 $mW \cdot m^{-2}$, în sectorul corespunzător maximumului observat la suprafață. Surplusul de flux termic datorită contrastului de conductivitate termică între diversele sectoare ale crustei ajunge la 8 $mW \cdot m^{-2}$ în același sector.

Variația temperaturii în cuprinsul scoarței este redată în figura 6 ; se remarcă efectul puternic al structurii părții superioare a crustei și faptul că principalele suprafețe de discontinuitate din cuprinsul acesteia nu sînt în același timp și suprafețe izoterme. Temperatura la baza crustei are, după cum se observă, valori între 250 și 400°C.

Tabelul 1

Parametrii modelului geotermic

Formațiunea	K ($Wm^{-1}K^{-1}$)	A ($\mu W.m^{-3}$)
Sedimente neogene	2,0	0,8
Cuvertura post-tectonică	2,5	0,8
Formațiunea ofiolitică	2,1	0,2
Cristalin	3,5	0,8
Stratul granitic	3,3	2,0
Stratul bazaltic	2,1	0,2

În legătură cu alegerea parametrilor modelului, menționăm că în cazul sedimentelor neogene și al șisturilor cristaline conductivitatea a fost estimată pe baza măsurătorilor proprii efectuate pe roci sedimentare (lucrarea de față), pe șisturi cristaline din nucleul cristalin al Carpaților Orientali (Demetrescu, 1979) și pe roci din fundamenul Depresiunii Transilvaniei (Demetrescu et al., în pregătire). În toate celelalte cazuri s-au adoptat valori din literatură utilizate mai des în astfel de calcule. Sensibilitatea calculelor de acest tip la valorile parametrilor K și A a mai fost discutată de noi cu altă ocazie (Demetrescu et al., 1981) ; pentru cazul de față, întrucît valorile productivității de căldură sînt cele mai puțin sigure și prezintă variații într-un domeniu mai larg, s-au utilizat și informațiile existente asupra vitezei undelor seismice în zona studiată, în vederea determinării producției de căldură pe baza dependenței sale de aceasta (Rybach, 1978/1979). Corespunzător valorilor de 5,8—6,2 $km \cdot s^{-1}$ pentru crusta superioară și de 6,8—7,0 $km \cdot s^{-1}$ pentru crusta inferioară (F. Rădulescu, comunicare personală), s-au efectuat calcule cu $A = 3{,}4$ $\mu W \cdot m^{-3}$ și respectiv 0,6 $\mu W \cdot m^{-3}$ pentru cele două strate în discuție. În acest caz contribuția crustei crește cu circa 15 $mW \cdot m^{-2}$,

indicînd o contribuţie foarte mică a mantalei superioare, precum şi temperaturi ceva mai mici în baza scoarţei.

Datele prezentate mai sus ne îndreptăţesc să afirmăm, în concluzie, că modul în care fluxul termic variază în cadrul zonei studiate din Depresiunea Transilvaniei este în principal rezultatul distribuţiei proprietăţilor

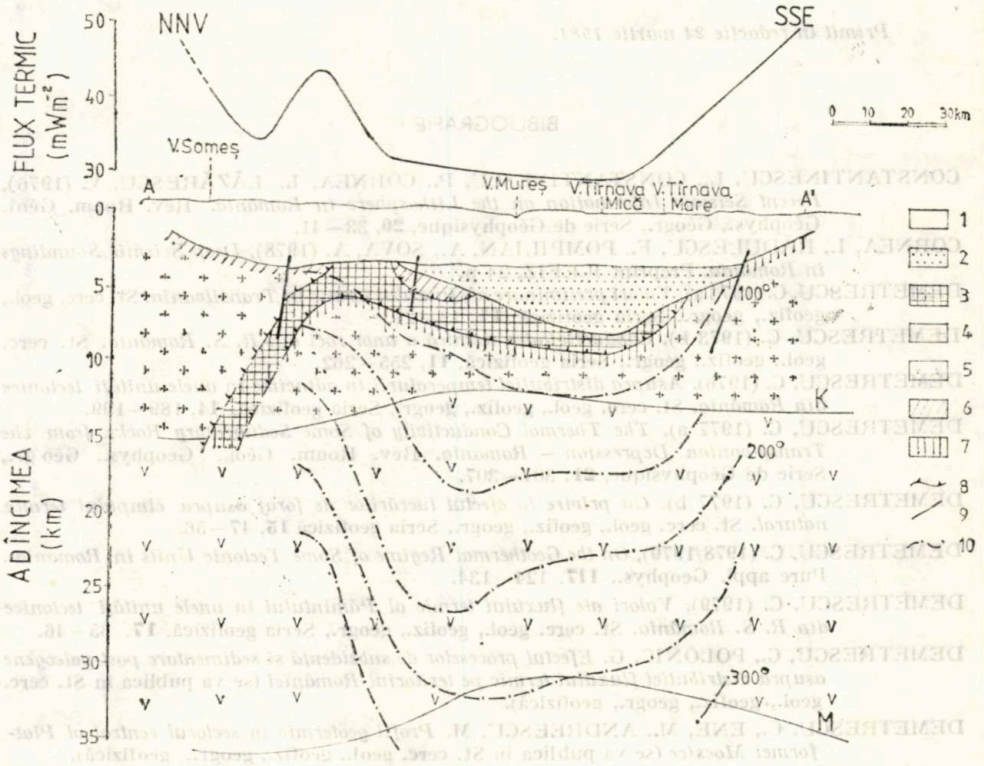


Fig. 6. — Model geotermic pentru un profil NNV—SSE din Depresiunea Transilvaniei (*AA'* — fig. 5): *1* — sedimente neogene; *2* — cuvertura post-tectonică; *3* — zona ofiolitică (formaţiuni eruptive şi sedimentare nediferenţiate); *4* — stratul granitic; *5* — stratul bazaltic; *6* — unităţi ale apusenidelor nordice *7* — unităţi central-est-carpatice,; *8* — linie de şariaj; *9* — falie; *10* — izoterme.

termice ale formaţiunilor ce constituie subasmentul depresiunii şi cuvertura sa post-tectonică, din primii 10—12 km ai crustei. În ceea ce priveşte fondul regional scăzut (fluxul termic mediu în zona cercetată este de circa 40 $mW \cdot m^{-2}$), ne menţinem părerea (Demetrescu, 1978/1979) că nu este exclusă existenţa, sub Depresiunea Transilvaniei, a porţiunii coborîtoare a unui curent de convecţie din manta. Această ipoteză este în acord atît cu imaginea unor curenţi subcrustali invocaţi în explicarea puternicei stări de anizostazie din Bazinul Transilvaniei (Gavăt et al., 1973; Constantinescu et al., 1976), cît şi cu ipoteza unei subducţii fosile în această

zonă (Rădulescu et al., 1976). De asemenea, un astfel de curent de convecţie este în acord cu existenţa unor forme de diapirism activ al mantalei sub Depresiunea Panonică (Stegena et al., 1975).

Ţinem să mulţumim şi pe această cale conducerii Centralei gazului metan — Mediaş pentru permisiunea de a executa măsurători în foraje şi de a colecta carotele necesare, precum şi pentru sprijinul acordat.

Primit în redacţie 24 martie 1981.

BIBLIOGRAFIE

CONSTANTINESCU, L., CONSTANTINESCU, P., CORNEA, I., LĂZĂRESCU, V. (1976), *Recent Seismic Information on the Lithosphere in Romania.* Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr., Serie de Géophysique, **20**, 33—41.

CORNEA, I., RĂDULESCU, F., POMPILIAN, A., SOVA, A. (1978), *Deep Seismic Soundings in Romania.* Preprint ICEFIZ, 24 p.

DEMETRESCU, C. (1973 a), *Valori preliminare ale fluxului termic în Transilvania.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **11**, 13—21.

DEMETRESCU, C. (1973 b), *Conductivitatea termică a unor roci din R. S. România.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **11**, 255—262.

DEMETRESCU, C. (1976), *Asupra distribuţiei temperaturii în adîncime în unele unităţi tectonice din România.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **14**, 189—199.

DEMETRESCU, C. (1977 a), *The Thermal Conductivity of Some Sedimentary Rocks from the Transylvanian Depression — Romania.* Rev. Roum. Géol., Géophys., Géo gr., Serie de Géophysique, **21**, 301—307.

DEMETRESCU, C. (1977 b), *Cu privire la efectul lucrărilor de foraj asupra cîmpului termic natural.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică **15**, 47—56.

DEMETRESCU, C. (1978/1979), *On the Geothermal Regime of Some Tectonic Units in Romania .* Pure appl. Geophys., **117**, 124—134.

DEMETRESCU, C. (1979), *Valori ale fluxului termic al Pămîntului în unele unităţi tectonice din R. S. România.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **17**, 35—46.

DEMETRESCU, C., POLONIC, G. *Efectul proceselor de subsidenţă şi sedimentare post-paleogene asupra distribuţiei fluxului termic pe teritoriul României* (se va publica în St. cerc. geol., geofiz., geogr., geofizică).

DEMETRESCU, C., ENE, M., ANDREESCU, M. *Profil geotermic în sectorul central al Platformei Moesice* (se va publica în St. cerc. geol., geofiz., geogr., geofizică).

GAVĂT, I., BOTEZATU, R., VISARION, M. (1973), *Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice.* Edit. Academiei.

JAEGER, J. C. (1965), *Application of the Theory of Heat Conduction to Geothermal Measurements,* în LEE, W.H.K. (Editor), *Terrestrial Heat Flow, Geophys. Monogr.*, 8, Am. Geophys. Un., Washington D.C., 7—23.

LACHENBRUCH, A. H., SASS, J. H. (1977), *Heat Flow in the United States and the Thermal Regime of the Crust,* în HEACOCK, J. G. (Editor), *The Earth's Crust, Its Nature and Physical Properties, Geophys. Monogr.*, 20, Am. Geophys. Un., Washington D.C., 626—675.

RĂDULESCU, D. P., CORNEA, I., SĂNDULESCU, M., CONSTANTINESCU, P., RĂDULESCU, F., POMPILIAN, A. (1976), *Structure de la croûte tererestre en Roumanie, Essai d'interprétation des études seismiques profondes.* Anuarul Institutului de geologie şi geofizică, **L**, 5—36.

RĂDULESCU, F. (1979), *Cercetări seismice privind structura crustei terestre în R. S. România,* Teză de doctorat, Universitatea din Bucureşti.

RYBACH, L. (1978/1979), *The Relationship Between Seismic Velocity and Radioactive Heat Production in Crustal Rocks: An Exponential Law,* Pure appl. Geophys., **117**, 75—82.

SĂNDULESCU, M., VISARION, M. (1978), *Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie*. Dări de seamă ale şedinţelor, 5. Tectonică şi geologie regională, **LXIV**, 153—173.

STEGENA, L., CÉCZY, B., HORVÁTH, F. (1975), *Late Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin*, Tectonophysics, **26**, 71—91.

VISARION, M., ALI-MEHMED, E., POLONIC, P. (1973), *Studiul integrat al datelor geofizice privind morfologia şi structura fundamentului cristalin în Depresiunea Transilvaniei*. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **11**, *2*, 193—201.

ON THE GEOTHERMAL REGIME OF THE TRANSYLVANIAN DEPRESSION

(ABSTRACT)

The paper presents the distribution of subsurface temperatures, geothermal gradient, thermal conductivity of rocks, and heat flow in the central and eastern Transylvanian Depression. On a background of slow lateral variation (5 $mW \cdot m^{-2}/10$ km), the heat flow shows a maximum value of 45 $mW \cdot m^{-2}$ in the central area and a broad minimum of 29—30 mWm^{-2} in the south-eastern quadrant. Toward the neighbouring Neogene volcanic zone, the flow approaches 60 mWm^{-2}.

The correlation heat flow — crustal structure is discussed on a NNW—SSE profile concluding that the upper 10—12 km of the crust are responsible for the lateral variations of the heat flow, and the upper mantle processes for the low heat flow values.

SÁNDULESCU, M., VISARION, M. (1978), Considerations sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie. Dare de seamă ale şedinţelor, 5, Tectonică şi geologie regională, **LXIV**, 153–173.
ŞTEFĂNESCU, I., CEICZY, B., HORVÁTH, F. (1975), Late Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin. Tectonophysics, **26**, 71–91.
VISARION, M., ALEXANDRESCU, E., POLONIC, P. (1973), Studiul integral al datelor geofizice privind morfologia şi structura fundamentului cristalin în Depresiunea Transilvaniei. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **11**, 2, 193–201.

ON THE GEOTHERMAL REGIME OF THE TRANSYLVANIAN DEPRESSION

(ABSTRACT)

The paper presents the distribution of subsurface temperatures, geothermal gradient, thermal conductivity of rocks, and heat flow in the central and eastern Transylvanian Depression. On a background of slow lateral variation (5 mW · m $^{-2}$/10 km), the heat flow shows a maximum value of 45 mW · m $^{-2}$ in the central area and a broad minimum of 29–30 mWm $^{-2}$ in the south-eastern quadrant. Toward the neighbouring Neogene volcanic zone, the flow approaches 60 mWm $^{-2}$.

The correlation heat flow — crustal structure is discussed on a *VNW*–*SSE* profile concluding that the upper 10–12 km of the crust are responsible for the lateral variations of the heat flow, and the upper mantle processes for the low heat flow values.

OBSERVAȚII ÎN LEGĂTURĂ CU URMĂRIREA TEMPERATURII FLUIDULUI DE FORAJ ÎNTR-UN GRUP DE SONDE EXECUTATE PE ARIA UNEI STRUCTURI COMPLEXE DIN NORD-ESTUL BANATULUI [1]

I. BORUGĂ

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, București

ȘT. AIRINEI

Universitatea din București

1. Nota prezentă se referă la măsurători de temperatură, cu un termometru submersibil, a fluidului de foraj la jgheabul a 16 sonde, săpate pe aria unui ansamblu structural din partea nord-estică a Banatului. Rezultatele ce urmează a fi prezentate continuă, în bună parte, pe cele obținute pe aceeași cale pentru 15 sonde forate pe structuri din vestul și sud-vestul Banatului (I. Borugă și Șt. Airinei, 1980).

Ansamblul structural în cauză a fost evidențiat de prospecțiunea seismică, iar potențialitatea sa economică a impus un amplu program de foraj de explorare. Cum era de așteptat, datele de foraj au îmbunătățit progresiv imaginea inițială a structurii geologice. Reproducem, pentru înțelegerea observațiilor pe care le vom face, două imagini suprapuse convențional, privind, una, izobatele de la baza Pliocenului (ameliorate substanțial de datele sondelor 1—16) și alta, din conturele formațiunilor geologice deschise la talpa sondelor, în limita de adîncime de 1200 m (fig. 1). Este lesne de înțeles că structuri de tip anticlinal, marcate de izobatele la limita Pliocenului, sînt coordonate de structura adîncă care, aici, îmbracă forme de horsturi și grabene reduse ca dimensiuni și subordonate unui horst regional, extins la vest de Munții Highișului și flancat la sud de cîmpul de fracturi crustale G_7 (I. Gavăt et al., 1963). Se impune să mai arătăm că ansamblul structural marcat pe figura 1, se află situat pe flancul vestic al anomaliei geotermice regionale din Cîmpia de Vest a țării (Șt. Airinei, A. Pricăjan, 1976) și că, în substratul ei, probabil în poziție infracristalină, se află o masă intrusivă, plasată în jumătatea nordică a horstului regional, prezență evidențiată printr-o anomalie magnetică pozitivă de intensitate medie (Șt. Airinei et al., 1963). Prezența în zonă a bioxidului de carbon atestă vîrsta neogenă a cel puțin unei părți din intrusivul infracristalin reflectat magnetic.

Valorile de temperatură măsurate au fost sistematizate pentru fiecare foraj, sub formă de tabele și de *termodiagrame*. Sînt de semnalat aceleași tipuri de variații ale temperaturii fluidului de foraj, odată cu avansarea sapei de foraj în adîncime, în cadrul aceluiași regim termic complex, natural și artificial, instaurat specific în lungul fiecărei găuri de sondă.

[1] Lucrare prezentată la Sesiunea de comunicări științifice (30—31 mai 1980) a Facultății de geologie și geografie, Universitatea din București.

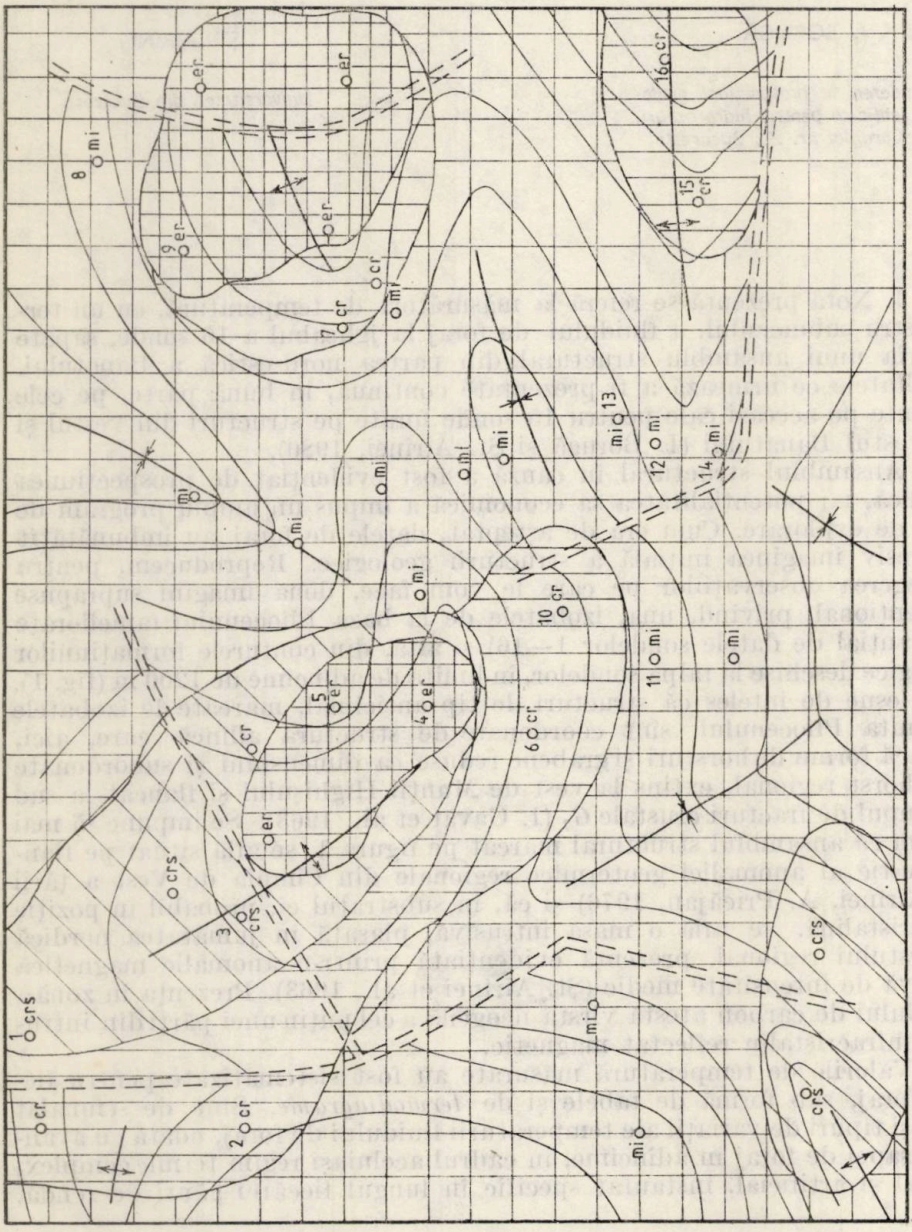


Fig. 1. — Suprapunere convențională a două imagini ale complexului structural din nord-estul Banatului : imaginea cu izobate la baza **Pliocenului** și imaginea conturelor formațiunilor geologice deschise la talpa sondelor în limita adîncimii de 1200 m.

Însumarea căldurii „artificiale" la căldura naturală a subsolului conferă acestuia un regim termic „nestabilizat", ceea ce face ca observaţiile să îmbrace valoarea de *informaţii calitative* pentru întregul material termometric de observaţie prelucrat, situaţie comentată amplu în lucrarea anterioară citată (I. Borugă, Şt. Airinei, 1980). Atragem atenţia că această situaţie nu reduce valoarea informativă a acestui tip de observaţii, expeditiv şi uşor de realizat la orice sondă în sapă, fiind uşor de prelucrat şi de transpus sub formă de termodiagrame; în fine, uşor de extras din morfologia termodiagramelor unele informaţii fizico-geologice cu privire la spaţiul geologic deschis progresiv, şi aceasta cu mult înainte de a se putea realiza carotajul geofizic propriu-zis adecvat scopului urmărit (inclusiv termocarotajul).

Reţinem, pentru cele ce urmează, următoarele patru grupe de rezultate, cele mai bine documentate de observaţiile prelucrate : a) morfologia particulară a termodiagramelor pentru sondele care au deschis niveluri de gaze sub presiune; b) distribuţia temperaturii în spaţiul geologic deschis, exprimată prin valori ale variaţiei gradientului geotermic pe intervale stratigrafice, situaţii ilustrate prin temperaturi şi gradienţii corespunzători; c) cazul sondei numerotate 7 şi d) rata pierderii de temperatură a fluidului de foraj.

2. Mai multe sonde au interceptat şi străbătut niveluri de gaze sub presiune. În figura 2 sînt reproduse patru asemenea *termodiagrame*, corespunzător sondelor numerotate 5, 12, 13 şi 14. Toate prezintă un puternic minim de temperatură, ca efect al detentei gazelor aflate sub presiune în momentul deschiderii stratului geologic gazdă. De exemplu, în cazul sondei 12, presiunea măsurată a gazelor a fost de 46 atm., sonda fiind capabilă să debiteze, după proba de producţie, circa 41 000 m^3 CO_2/zi.

Să reamintim că măsurarea temperaturilor fluidului de foraj la jgheabul sondei s-a făcut începînd cu adîncimea de 500 m şi a continuat la intervale de 30 m, pînă la talpa sondelor, în jur de 1200 m (deci 22—24 determinări de temperatură a fluidului de foraj, pentru un interval deschis de circa 700 m). Intervalul maxim de variaţie a temperaturilor măsurate în partea de sus şi în partea de jos a intervalului este cuprins între 20°C şi 48°C. De remarcat că pe ambele limite, valorile sînt variabile : între 20—28° C pentru partea de sus şi 38—48° C pentru partea de jos a intervalului măsurat.

Pentru cîteva sonde au fost măsurate şi temperaturile la talpa lor, în jur de 1200 m, imediat după terminarea forajului, deci tot în regim nestaţionar; valorile obţinute sînt cuprinse între 59°C şi 64°C, deci cu circa 20°C mai mari decît a noroiului de foraj corespunzător aceleiaşi adîncimi măsurate la jgheabul sondei şi, probabil, cu circa 20°C mai mici decît temperatura naturală în punctele respective (în regimul staţionar al cîmpului geotermic natural).

Pe termodiagrame este marcată şi *variaţia normală* a temperaturii cu adîncimea, calculată pentru valoarea de 33 m/1°C a treptei geotermice, trasată între valorile 10°C, la suprafaţă (temperatura medie anuală) şi 46°C, la adîncimea de 1200 m. În toate cazurile, temperaturile fluidului de foraj din tronsonul situat deasupra nivelului cu gaze sub presiune (în cazul de faţă, avînd grosimi între 200—400 m), se înscriu, în lungul pantei, temperaturii normale. În cazul sondelor 5, 12 şi 14, foarte clar, cu o mor-

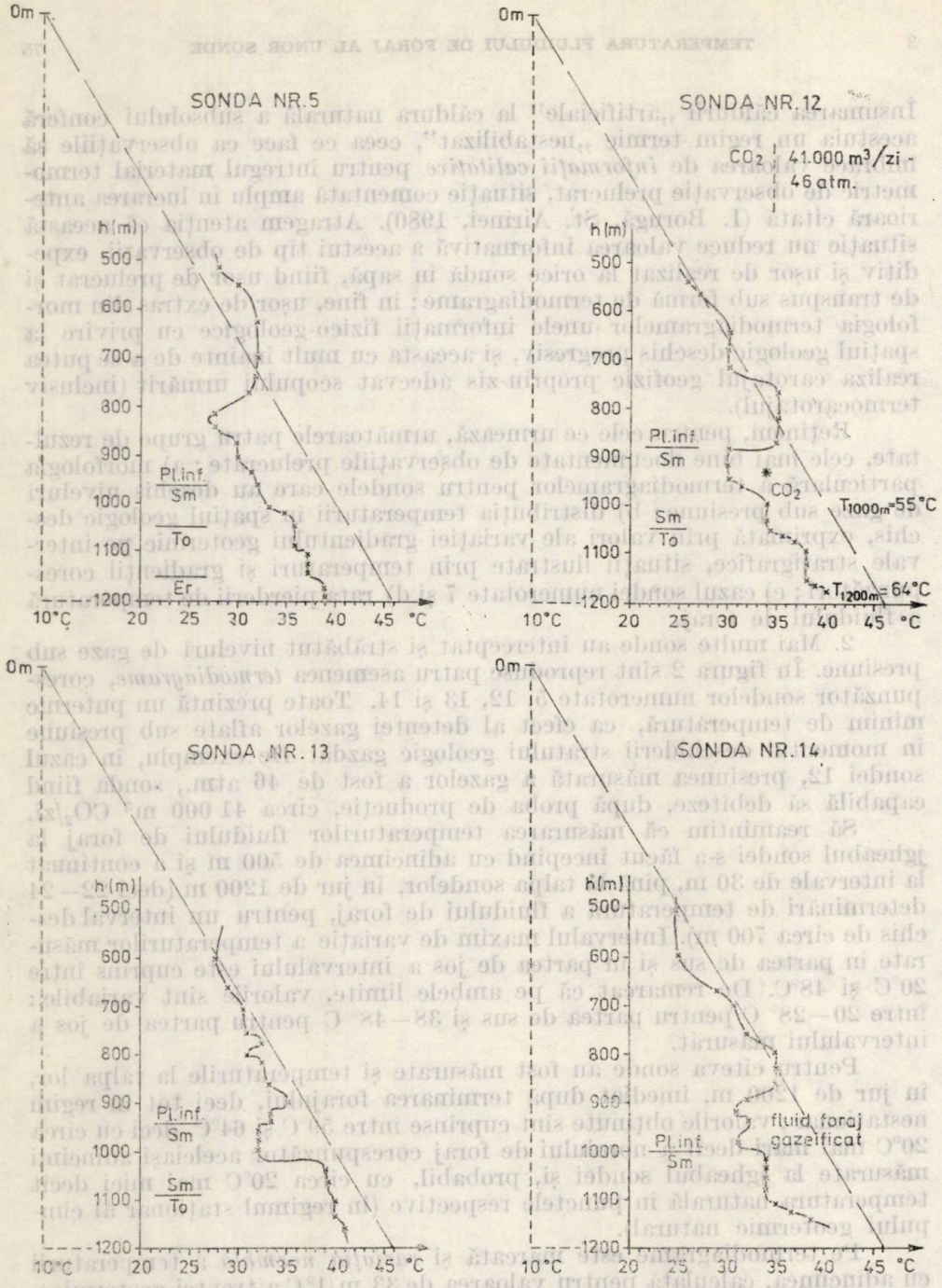


Fig. 2. — „Termodiagramele" sondelor numerotate 5, 12, 13 şi 14, corespunzător tronsonului cuprins între adîncimile medii de 500—1200 m, în comparaţie cu „termograma" normală a cîmpului geotermic natural, calculată între suprafaţă şi adîncimea de 1200 m (cu valori cuprinse între 10°C şi 46°C). Toate patru termodiagramele întocmite pe baza temperaturilor fluidului de foraj la jgheabul sondei, prezintă un puternic minim de temperatură, ca efect al detentei gazelor sub presiune în momentul deschiderii stratului geologic gazdă, minim precedat de valori constante în şir pe un segment vertical de circa 100 m grosime, ca efect al însuşirii de „strat ecran" pentru conducţia temperaturii, cauzat de prezenţa gazelor sub presiune din stratul subiacent.

fologie mai complexă în cazul sondei 13, termogramele înregistrează cîte trei valori constante, ceea ce corespunde unui tronson de circa 100 m grosime, în lungul căruia temperatura nu crește cu adîncimea. Această situație a fost și poate fi interpretată ca efect de ecran al nivelului de gaze sub presiune, pentru transferul conductiv de căldură. După această particularitate a termogramei, urmează minime de temperatură, cu amplitudini între 4—6°C, instalate pe tronsoane cu grosimi între 100 și 200 m, după care temperaturile tind să se înscrie, din nou, pe direcții paralele pantei temperaturii normale, rămînînd, însă, sensibil, dedesuptul acesteia.

Reținem din descrierea termodiagramelor, un aspect de interes practic cu adresă dublă : pentru geologul de șantier, o descriere preliminară a litologiei formațiunilor geologice deschise ; pentru inginerul de foraj, o semnalizare pentru luare de precauții necesare prevenirii consecințelor unei erupții de gaze. Măsurarea temperaturii fluidului de foraj la jgheabul sondei și construirea pas cu pas a termodiagramei, se relevă ca un instrument necesar cînd specialistul se familiarizează cu particularitățile morfologiei curbelor trasate. În cazul de față, constanța mai multor valori de temperaturi măsurate, indică apropierea iminentă a unui orizont permeabil cu gaze sub presiune, de prezența căruia atît geologul cît și inginerul de foraj sînt avizați cu anticipație suficientă (ca timp și informație).

3. Datele înscrise pe termodiagrame și adîncimile limitelor stratigrafice stabilite în cazul fiecărei sonde de explorare geologică, a îngăduit calcularea valorilor variației gradientului geotermic pentru trei intervale (tabelul 1) : toate începînd cu adîncimea de la care s-a obținut prima

Tabelul 1

Nr. crt. Sonde	Formațiunea geologică la talpa sondei	Adîncimi semnificative pentru prelucrarea datelor observate :				Temperatura fluidului de foraj, în °C, măsurată pentru adîncimile :				Variația gradientului geotermic, pentru intervalele (°C/100 m) :		
		Începe măsurarea, (1)	La baza Pliocenului (2)	La baza Miocenului (3)	La talpa sondei (4)	(1)	(2)	(3)	(4)	(1 — 2)	(1 — 3)	(1 — 4)
1	Cristalin	530	785	923	1062	25	28	28	33	1,3	1,0	1,5
2	Cretacic	500	784	825	1146	24	30	31	36	2,1	2,1	1,9
3	Cristalin	500	645	682	1200	23	25	25	35	1,4	1,1	1,7
4	Granit	500	705	—	—	27	30	—	—	1,4	—	—
5	Granodiorit	563	975	1154	1200	29	31	38	39	0,5	1,5	1,6
6	Cretacic	629	874	1138	1200	32	37	43	43	2,0	2,1	2,0
7	Cretacic	640	862	1010	1092	20	36	40	47	7,2	5,4	6,0
8	Riolit	570	850	980	1015	17	40	43	45	8,2	6,3	6,0
9	Badenian	664	800	—	1200	28	30	—	31	1,5	—	0,6
10	Badenian	700	952	1150	1200	28	35	38	38	2,7	2,5	2,0
11	Sarmațian	540	1085	—	1200	23	34	—	38	2,0	—	2,2
12	Badenian	594	864	—	1200	28	35	—	40	2,6	—	2,0
13	Badenian	531	1028	—	1200	29	32	—	41	0,6	—	1,9
14	Sarmațian	500	992	—	1200	25	31	—	38	1,2	—	1,8
15	Cretacic	500	741	1150	1200	30	30	40	40	—	1,5	1,4
16	Cretacic	568	660	830	1200	29	—	36	42	—	3,1	2,2

valoare a temperaturii fluidului de foraj (circa 500 m) : primul pînă la baza formaţiunilor pliocene ; al doilea, pînă la baza formaţiunilor miocene şi al treilea, pînă la talpa sondelor (fig. 3). Curbele izogradiente sînt imprimate pe acelaşi fond geologic, ca în figura 1, ilustrînd contururile formaţiunilor deschise la talpa sondelor, în limita adîncimii de 1200 m.

Curbele izogradiente pînă la baza Pliocenului, ar interpola valori cuprinse între 0,5 şi 8,2°C/100 m. Ele definesc trei anomalii de maxim care se suprapun aproape perfect pe structurile geologice la baza Pliocenului, definite seismic şi ameliorate cu datele sondelor de explorare (fig. 1) şi corespund destul de bine formelor celor trei ridicări ale fundamentului cristalin (horsturi), străpuns pe alocuri de erupţiuni şi îmbrăcat cu depozite cretacice. Valorile minime ale gradientului geotermic sînt suprapuse pe ariile coborîte ale fundamentului (grabene) şi unde, la 1200 m adîncime, sînt formaţiuni miocene. O situaţie asemănătoare ar ilustra şi curbele izogradientelor pînă la baza Miocenului, care ar interpola valori cuprinse între 1,0 şi 6,3°C/100 m. Sînt prezente aceleaşi trei anomalii de maxim, cu uşoare modificări de morfologie şi deplasări ale axelor de simetrie. Să nu scăpăm din vedere că valorile variaţiei gradientului geotermic sînt calculate din valori de temperatură ale fluidului de foraj măsurate la jgheabul sondei, fapt care le distanţează de valorile autentice ale acestei mărimi (obţinute din temperaturi măsurate la aceleaşi adîncimi, în regim termic stabilizat). Diferenţe notabile ar fi şi cu cele obţinute din temperaturi în regim nestabilizat ; un caz din această categorie ni-l oferă, ca ordin de mărime, sonda 10, pentru care dispunem de două valori de temperatură măsurate la adîncimile 900 şi 1200 m, respectiv de 51°C şi 59°C. Valoarea gradientului geotermic pentru acest interval, în regim nestabilizat, este de 2,66°C/100 m. Pentru aceleaşi adîncimi, temperaturile fluidului de foraj măsurate în jgheabul sondei sînt de 34°C şi 38°C ; ceea ce conduce la o valoare a variaţiei gradientului geotermic de 1,33°C/100 m. Prin urmare, o diferenţă în plus de 1,33°C/100 m. Desigur, pentru temperaturile staţionare ale intervalului, valorile gradientului geotermic ar fi şi mai mari. Prin urmare, aceleaşi hărţi întocmite cu valori ale gradientului geotermic în regim nestabilizat sau în regim stabilizat, ar conduce la imagini asemănătoare ca morfologie ; ceea ce ar marca diferenţe notabile, ar fi ordinul de mărime al intensităţii anomaliilor de maxim şi de minim evidenţiate.

Mai este de lămurit o aparentă contradicţie pe care o sugerează valorile uneori mai mici ale variaţiei gradientului geotermic pentru intervalul pînă la baza Miocenului (deci la adîncimi mai mari, principial cu temperaturi mai ridicate), faţă de valorile mai mari pentru intervalul pînă la baza Pliocenului. Nedumerirea se ridică dacă ne amintim că între baza Pliocenului şi cea a Miocenului se află, pentru majoritatea sondelor, nivelul permeabil cu gaze sub presiune şi care, prin detenta produsă la deschiderea sa, a instalat anomalia de minim marcată pe termodiagrame, anomalie prelungită în adîncime, uneori chiar pînă la talpa sondelor, cu valori de temperatură scăzută.

În fine, rămîne de lămurit care este semnificaţia anomaliilor de gradient geotermic. Este evident că cele de maxim se suprapun ridicării fundamentului (horsturi modelate de eroziunea precretacică), iar cele de minim la îngroşarea sedimentarului din grabenele de fundament (modelate şi ele de eroziunea precretacică). O situaţie asemănătoare a fost pusă în

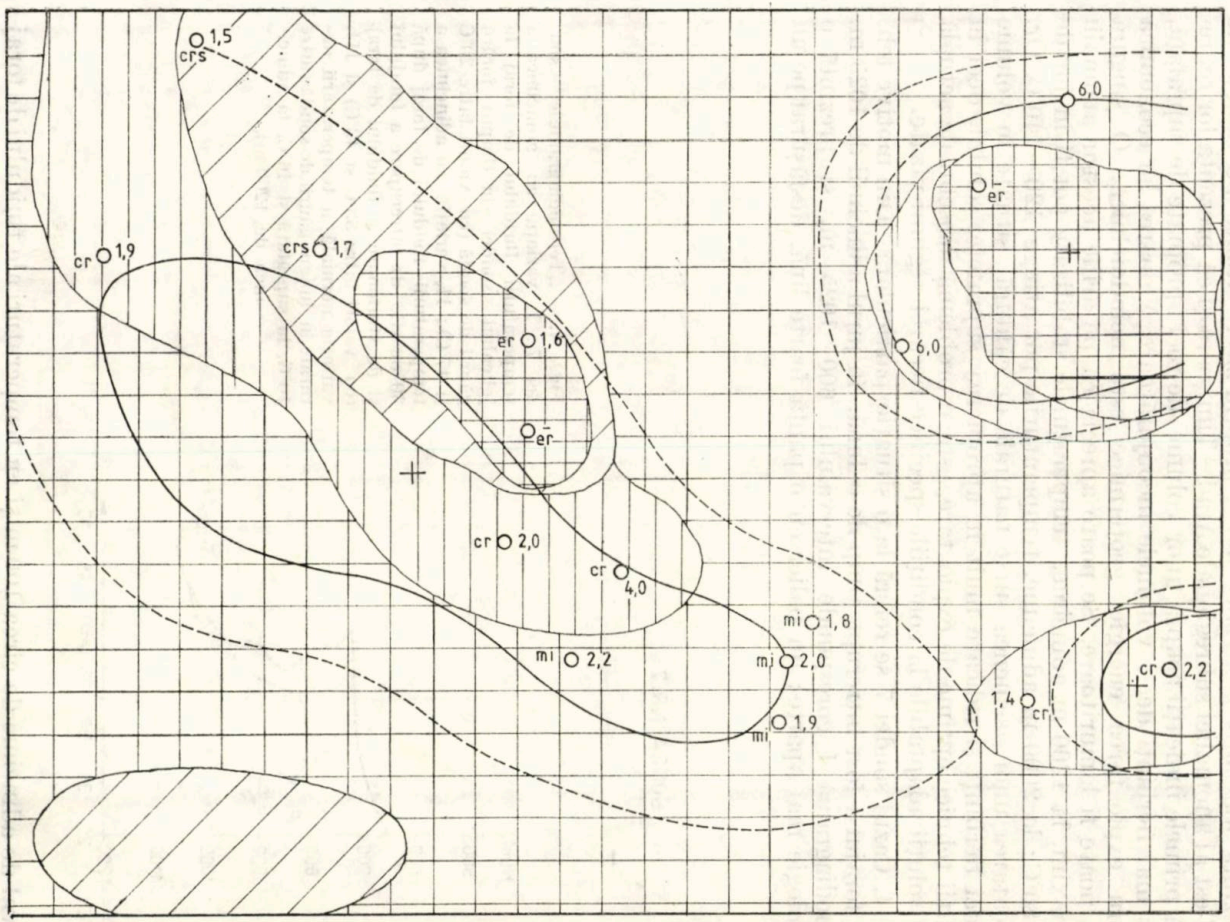


Fig. 3. — Suprapunere convenţională a două imagini ale complexului structural din partea de nord-est a Banatului : o imagine conţinînd contururile formaţiunilor geologice deschise la talpa sondelor, în limita adîncimii de 1200 m, şi altă imagine cu variaţia izogradientelor calculate pentru nivelul „tălpii sondelor".

evidență și în zona ansamblului de structuri Satchinez—Călacea (D. Paraschiv, M. Cristian, 1975).

Este clar că anomaliile gradientului geotermic de maxim (fig. 3) reprezintă *anomalii geotermice locale* propriu-zise, situate pe flancul de nord-est al anomaliei subregionale Arad—Timișoara și că prezența lor reprezintă primele indicații asupra unor volume de roci apropiate de suprafață, mult mai fierbinți decît volumele înconjurătoare. Valoarea lor economică pentru exploatarea energiei geotermice este neîndoielnică. O singură cifră poate fi lămuritoare. Se poate aprecia că pe ariile acestor anomalii de maxim, la 1200 m adîncime, temperaturile stabilizate pot fi în jur de 75—80°C; la 2000 m adîncime, temperaturile pot atinge 120—140°C. Or, exploatarea unor asemenea surse naturale de căldură, situate în volume de roci fierbinți și ridicate mult în apropierea suprafeței solului, deci în condiții tehnice optime de exploatare, este o problemă deosebit de actuală și cu soluții adaptabile la condițiile specifice fiecărei regiuni vizate.

4. Cazul sondei 7 se referă la o situație particulară. Din motive tehnice, forajul a fost întrerupt timp de o lună, în jurul adîncimii de 1025 m. Termodiagrama I corespunde intervalului 600—1025 m, și prezintă o morfologie mai aparte; un palier cu o pantă foarte lină, desfășurat pe un

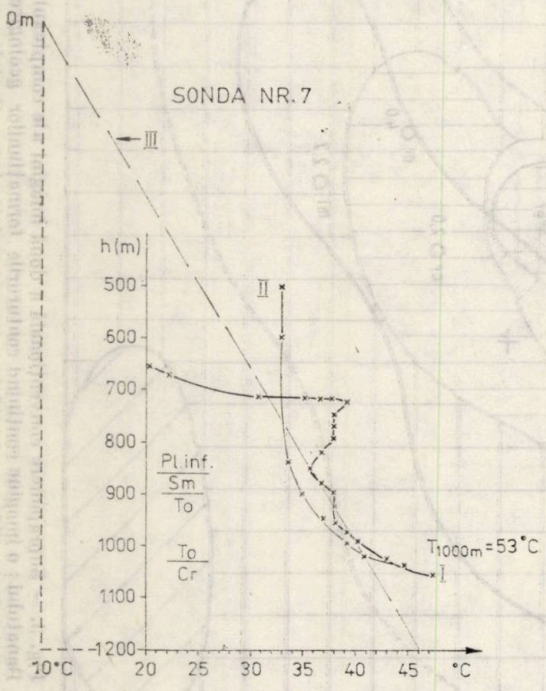


Fig. 4. — „Termodiagramele" sondei 7: I, variația cu adîncimea a temperaturii fluidului de foraj la jgheabul sondei în timpul forării găurii de sondă (cu valori între 20°C și 47°C); II, variația cu adîncimea a temperaturii fluidului de foraj după 30 de zile de întrerupere a forajului și de staționare a fluidului de foraj (cu valori între 33°C și 43°C) și III, variația normală a temperaturii naturale în lungul găurii de sondă (între 10°C, la suprafață și 46°C, la adîncimea de 1200 m).

interval de adîncime de circa 100 m și cu temperaturi ale fluidului de foraj la jgheabul sondei între 20°C și 40°C, urmat de un minim produs de detenta gazului sub presiune, aflat în intervalul 750—1000 m, apoi un alt palier pînă la ultima măsurătoare a temperaturii fluidului de foraj, de 48°C

(fig. 4). Temperatura la talpa sondei, tot în regim nestabilizat, a fost de 53°C.

Sînt de remarcat abateri mult mai marcate ale morfologiei termodiagramei în raport de panta temperaturii normale cu adîncimea (III); ambele paliere intersectează sub unghiuri în jur de 40° dreapta corespunzătoare creşterii normale a temperaturii cu adîncimea.

După o lună de staţionare şi necirculaţie a fluidului de foraj, sonda a fost repusă în sapă. Au fost remăsurate temperaturile noroiului de foraj începînd cu cel sosit de la 500 m adîncime şi pînă la cel circulat de la talpa sondei. Termodiagrama întocmită cu noile valori (II), ilustrează particularitatea fenomenului termic din sonda 7. Forma termodiagramei II ne arată că la adîncimea de 500 m, temperatura noroiului de foraj a crescut, în timp de o lună, de la circa 20°C la circa 33°C, că această valoare creşte doar cu 2°C pînă la adîncimea de 850 m (pe limita Pliocen inferior/Sarmaţian), de unde, pe următorul interval de 200 m pînă la talpa sondei, se înscrie pe o ramură cu un gradient mai mare de creştere a temperaturii, ajungînd de la circa 35°C la circa 42°C.

Forma termodiagramei II este diferită de termodiagramele I şi III pe care le intersectează probabil în puncte întîmplătoare, situate în vecinătatea punctelor de intersecţie între I şi III. Este clară semnificaţia fizică a termodiagramei II; în timpul staţionării, fluidul de foraj, cu o conductivitate termică care se dovedeşte a fi mult mai mare decît conductivitatea termică medie a rocilor deschise de sondă, a început să funcţioneze ca un *conductor termic*, de transmitere spre suprafaţă a căldurii din zonele adînci ale sondei, în cantităţi şi probabil cu viteze mai mari decît zonele învecinate.

5. Calculul ratei de pierdere a temperaturii fluidului de foraj (tabelul 2). Variaţiile de temperatură în lungul segmentelor coloanei de sondă cercetate (între 452 şi 700 m), în funcţie de adîncime şi de condiţiile geotermice locale sînt cuprinse între 33°C şi 47°C. Pierderile de temperatură pe coloană, în cursa ascendentă a fluidului de foraj, calculate ca diferenţe

Tabelul 2

Calculul ratei pierderii de temperatură de fluidul de foraj pe structura complexă din nord-estul Banatului

Nr. sondei	Adîncimi unde s-au măsurat temperaturi		Temperaturi măsurate la adîncimile:		Temp. fluidului de foraj, la adîncimile:		Pierderi de temp. la adîncimile:		Pierderi de temp, exprimate în variaţii ale gradientului geotermic (°C/100)	
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
1	1050	—	45	—	33	—	12	—	1,1	—
5	1102	1200	56	58	38	39	18	19	1,6	1,5
7	800	1000	48	53	38	40	10	13	1,2	1,3
8	1000	—	66	—	45	—	21	—	2,1	—
9	1100	—	43	—	30	—	13	—	1,2	—
10	900	1195	51	59	34	38	17	21	1,9	1,7
11	—	1198	—	45	—	38	—	7	—	0,6
12	1000	1200	55	64	34	40	21	24	2,1	2,0
13	1006	—	48	—	32	—	16	—	1,6	—
14	—	1198	—	65	—	38	—	27	1,5	—
15	815	1200	43	55	35	40	8	15	1,0	1,2

între temperatura la talpa sondei şi ultima temperatură la jgheabul sondei, sînt cuprinse între 7 şi 27°C. Valorile gradienţilor temperaturii pierdute de fluidul de foraj variază într-un interval cuprins între 0,6 şi 2,1°C/100 m, ceea ce corespunde unui gradient mediu de temperatură pierdută, egal cu 1,5°C/100 m. Prin urmare, în condiţiile geotermice locale, la fiecare sută de metri, fluidul de foraj pierde între *0,6* şi *2,1°C*, iar pe regiune, în medie, *1,5°C*.

Apare interesantă compararea ratei de pierdere a temperaturii fluidului de foraj din această regiune (în medie *1,5°C/100* m), cu rata aceleiaşi mărimi din regiunea cercetată anterior (în medie de *1,8°C/100* m). Apreciem că diferenţa de numai 0,3°C/100 m între aceste două valori medii nu are un caracter semnificativ pentru mărimea la care se referă. De altfel, numărul mic de determinări pentru această mărime şi într-o regiune şi în alta, nu îngăduie să tragem o concluzie definitivă asupra valorii ratei de pierdere de temperatură a fluidului de foraj. Ne mulţumim, deocamdată, cu valoarea ordinului de mărime al intensităţii acestui fenomen, cuprins, în regiunile cercetate, între 1,5 şi 1,8°C/100 m.

6. *În loc de concluzii.* Rezultatele termometrice prezentate în nota de faţă — ilustrate prin patru figuri în text şi un tabel cu datele experimentale selectate şi grupate specific —prelungesc şi întregesc rezultatele notei anterioare la care s-au făcut referiri în lucrare. Deşi datele termometrice pe care se dezvoltă lucrarea sînt obţinute, la fel ca în cazul precedent, în regim nestabilizat pentru cîmpul geotermic, interesul pe care îl dezvăluie prin informaţiile calitative oferite, se impune de la sine. Principalele informaţii calitative sînt următoarele :

a) O substanţială îmbunătăţire a imaginei structurale dată iniţial de seismica reflecţie, cu ajutorul datelor de foraj şi celor termometrice — ultimele exprimate în variaţii ale gradienţilor de temperatură pe intervale stratigrafice şi interpretate global, dar şi în funcţie de manifestările particulare ale cîmpului geotermic în raport de prezenţa, la diferitele niveluri permeabile, a bioxidului de carbon şi gazelor combustibile ;

b) Prezenţa aceloraşi tipuri ale variaţiei de temperatură a fluidului de foraj, în lungul termodiagramei fiecărei sonde, reflectînd aceleaşi situaţii fizico-geologice din spaţiul geologic deschis de sonde (în particular, la traversarea nivelurilor de gaze sub presiune, a nivelurilor acvifere cu ape de zăcămînt etc.) ;

c) Comportarea ca „ecran geotermic" al nivelurilor permeabile cu bioxid de carbon sub presiune, manifestată pe termodiagrame ca succesiune de valori fără variaţii ale temperaturii, corespunzătoare la segmentele acoperitoare de circa 100 m grosime (pentru care, în consecinţă, valoarea gradientului geotermic este aproape zero), şi

d) Comportament de „conductor termic" al coloanei fluidului de foraj staţionar (în situaţiile cînd este oprită circulaţia lui în lungul găurii de sondă), datorită, probabil, conductivităţii termice mari pe care o are, în raport de conductivitatea termică medie a rocilor deschise de sonde.

Autorii apreciază că lucrarea continuă pledoaria începută de precedenta ei, în legătură cu : necesitatea măsurării temperaturii fluidului de foraj la orice sondă în sapă ; de construire, în mers, a termodiagramelor aferente, şi de extragere, prin citirea ei, a informaţiilor de bază asupra

regimului termic al spaţiului geologic deschis de foraj şi, în principal, a particularităţilor în distribuţia acestui regim (apropieri şi traversări de niveluri permeabile cu ţiţei, gaze naturale, ape de zăcămînt, bioxid de carbon sub presiune, niveluri acvifere termale sau cu ape reci etc.). Procedeul este expeditiv şi uşor de realizat la orice sondă în sapă; datele obţinute sînt uşor de prelucrat şi transpus grafic şi, mai ales, uşor de citit şi detaşat evenimente de mare interes pentru procesul forajului în curs, cu mult înainte de a se putea executa carotajul geofizic adecvat scopului urmărit de explorarea geologică.

Primit în redacţie 31 martie 1981.

BIBLIOGRAFIE

AIRINEI ŞT., GAVRILESCU BEATRICE, CĂRUŢAŞU O. (1963), *Lucrări de recunoaştere magnetică în Munţii Apuseni*. Probleme de Geofizică, Vol. II, p. 199—224, Edit. Acad. R.S.R., Bucureşti.

AIRINEI ŞT., PRICĂJAN A. (1976), *A conceptual pattern to the complex investigation of the underground waters thermalization in the Werstern Plain of Romania*. Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **20**, 109—119, Bucarest.

BORUGĂ I., AIRINEI ŞT. (1980), *Notă asupra unor observaţii cu privire la temperatura fluidului de foraj măsurată la jgheabul sondei cu un termometru submersibil*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizica, **18**, 177—186, Bucureşti.

DUMANSKI, G. S., FEDORŢOV, M. I. (1969), *Metodă geotermică pentru prospecţiunea structurilor petro-gazeifere în condiţiile din Peninsula Tarhankut.* (traducere din „Naftenia i Gazovaia Promîslennost", 1969, *2*, 12—16), M.P., I.P.G.G.H., Noutăţi în geologie şi geofizică, **X**, *6*, 83—89, Bucureşti.

GAVĂT I., AIRINEI ŞT., BOTEZATU R., SOCOLESCU M., STOENESCU SC., VENCOV I. (1963), *Structura geologică profundă a teritoriului R. S. România după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetice)*. St. cerc. geofiz., **1**, *1*, 7—34, Bucureşti.

PARASCHIV D., CRISTIAN M. (1975), *Cu privire la particularităţile regimului geotermic din sud-estul Depresiunii panonice*. Rev. Mine, Petrol, Gaze, **XXVI**, *3*, 101—105, Bucureşti.

OBSERVATIONS ON THE DRILLING FLUID TEMPERATURE IN A GROUP OF WELLS PERFORMED IN THE AREA OF A COMPLEX STRUCTURE FROM THE NORTH-EAST BANAT

(ABSTRACT)

The authors present some preliminary and qualitative data on the measurement and processing of the drilling fluid temperature in a group of 16 drilling wells situated on a complex seismic structure that is assumed to have an economic potential (Fig. 1). Temperatures were measured for each 30 m-section, beginning with the depth of 500 m down to an average of 1200 m (the bottom of the wells). The systematization of relative temperature values for each well is shown in Fig. 2. Temperature gradient variations for three stratigraphic periods (on the boundaries of the Pliocene, Miocene and at the bottom of the wells), as well as the loss rate of the drilling fluid temperature, calculated on the ascending branch (Table 1), are of 1.5°C/100 m, on average. The morphology of thermodiagrams (Fig. 2), the values of thermal gradient variations for the stratigraphic periods

on the boundaries of the Pliocene and Miocene, as well as the map of geothermal gradient variation down to the well bottom (Fig. 3) are dominated by thermal anomalies of a striking maximum and minimum caused by the thermal conditions specific to each case discussed in the paper. The processing and interpretation of thermometric and drilling data has led to a substantial improvement of the seismic structure map, completing it in the geological section opened by the wells, with a location of the permeable levels loaded with natural gas, or CO_2 under pressure, ground-water, etc. The thermodiagram of well 7 (Fig. 4 and Table 2) reveals that the drilling fluid (mud) column, when stationed, is a good heat conductor due to its thermal conductivity which is by far greater than that of the rocks in the borehole wells.

The authors recommend the described mechanisms as an efficient and easily feasible procedure at any drilling well, the data obtained being readily processed and plotted on thermodiagrams thus affording a better reading and earlier detection of major events in the drilling process than geophysical coring does.

PENDUL DE ZERO CU COMANDĂ ELECTRONICĂ[1]

DOREL ZUGRĂVESCU, RAUL DOROBANȚU

Laboratorul de geodinamică și analiză numerică: Centrul de fizica Pămîntului și seismologie, str. Alex. Sahia 19—21, R—70201, București

INTRODUCERE

Posibilitățile pendulului orizontal de a pune în evidență local, cu mare precizie, variațiile poziției relative ale verticalei față de suprafața unui pilon solidar cu crusta, variație provocată pe de o parte de către modificarea în timp a distribuției maselor exterioare planetei Pămînt, în principal maselor Soarelui și Lunii și, pe de altă parte, de evoluția în timp a distribuției maselor din componența globului terestru (atmosferă, crustă, interior adînc) au concentrat asupra acestui tip de aparat preocupările a numeroși cercetători [1].

Se poate spune astăzi că pendulul orizontal „clasic", cu înregistrare fotografică [2—6], aparat construit exclusiv din cuarț și din componente mecanice și optice de o remarcabilă simplitate, este un aparat foarte aproape de perfecțiune, el putînd pune în evidență înclinările crustei cu precizie de aproximativ $5 \cdot 10^{-9}$ rad și avînd o stabilitate foarte bună în timp.

O variantă a acestui pendul, realizată de noi în anul 1976, permite ca pe aceeași diagramă cu înregistrarea clinometrică să se înregistreze variațiile presiunii aerului și variațiile temperaturii.

Perfecționări ale unui astfel de aparat nu mai pot afecta senzorul — pendulul orizontal propriu-zis — ci modul în care acesta este folosit. Este motivul pentru care, în ultimul timp, atenția cercetătorilor este reținută de posibilitatea de a utiliza pendulul orizontal ca traductor înglobat într-un sistem clinometric de zero. Se trece astfel la o generație nouă de aparate, renunțîndu-se la urmărirea variațiilor unghiului pe care brațul pendular îl face cu poziția inițială de echilibru, în favoarea urmăririi unei mărimi proporționale cu mărimile fizice necesare menținerii sale permanent în poziția inițială, considerată poziția de zero.

Pe linia acestor preocupări, la noi în țară a fost realizat în 1970 un pendul de zero electromecanic[2] folosind ca traductor de înclinări pendulul din cuarț DZ; Skalski și Soukup [7] au publicat în 1974 descrierea unui pendul de zero electromecanic folosind pendulul metalic Ostrovskii [8]; Osrovskii, Matveyev și Chliakhovoi [9] propun în 1975 realizarea unui pendul de zero electromagnetic folosind tot pendulul Ostrovskii, propunere materializată ulterior de către Ostrovskii în colaborare cu M. J. Bagmet și A. L. Bagmet, descrierea sistemului realizat fiind publicată în 1979 [12]; Van

[1] Lucrare prezentată la cel de al X-lea simpozion de geofizică aplicată și fizica Pămîntului, București, 1978.

[2] Prezentat specialiștilor în domeniul mareelor terestre, participanți la cea de *A XIII-a adunare generală a Comisiei seismologice europene, Brașov— 1972*, în cursul vizitei pe care aceștia au făcut-o Laboratorului de geodinamică.

Ruymbeke [10, 11] realizează succesiv între 1974—1980 mai multe variante ale unui pendul cu traductor capacitiv VMR folosind pendulul din cuarț VM și își propune să realizeze un pendul capacitiv de zero; Dorel Zugrăvescu și Raul Dorobanțu, folosind ca traductor de înclinări pendulul din cuarț DZ, au realizat în 1976, în cadrul Laboratorului de geodinamică și analiză numerică al Centrului de fizica Pămîntului și seismologie, pendulul de zero cu comandă electronică [13] ce este analizat în cele ce urmează. Figura 1 prezintă pendulul de zero împreună cu anexele ce au permis experimentarea sa.

În prima parte a lucrării sînt prezentate elementele constructive ale pendulului de zero realizat, pendul prevăzut cu senzor al rotației brațului mobil de tip fotoelectric, compensarea sistemului automat efectuîndu-se prin comanda electronică a unei capsule piezoelectrice [14]. În cea de-a doua parte a lucrării se face analiza sistemului complex de automatizare realizat, din punct de vedere al stabilității față de perturbații aleatoare și al performanțelor obținute.

PARTICULARITĂȚI CONSTRUCTIVE ȘI CONSIDERAȚII ASUPRA LOR

Pendulul de zero cu comandă electronică (fig. 2) a fost realizat folosindu-se un pendul orizontal din cuarț DZ cu masa din cuarț înlocuită printr-o placă conductoare (1), pendul la care au fost adăugate :

— un sistem de amortizare magnetică a oscilațiilor tip DZ (2);

— sistem de etalonare cu deplasare plan-paralelă, realizat utilizînd trei capsule deformabile identice (6, 7);

— traductor fotoelectric format din proiectorul de spot dreptunghiular omogen (3) și sistemul diferențial de fotoelemente (5);

— capsulă deformabilă piezoelectrică Ruymbeke (8);

— regulator electronic (filtru, amplificator, convertor liniar [14] de semnal) (nr. 4, fig. 1);

— filtru trece jos Bonatz [15] cu maxim de liniaritate pentru amplitudine și fază utilizat pentru extragerea semnalului util;

— înregistrator potențiometric (nr. 5, fig. 1).

Placa conductoare amagnetică, ce înlocuiește masa din cuarț a brațului pendular, a fost realizată prin suprapunerea unor straturi din materiale diamagnetice și paramagnetice convenabil alese, pentru eliminarea prin compensare a polarizației magnetice.

Placa conductoare se poate deplasa în întrefierul unui sistem de magneți permanenți (fig. 2) introducîndu-se în acest fel un moment de frînare [16] proporțional cu viteza de deplasare a plăcii și cu pătratul fluxului magnetic al sistemului

$$M_R = Kv\,\Phi^2. \qquad (1)$$

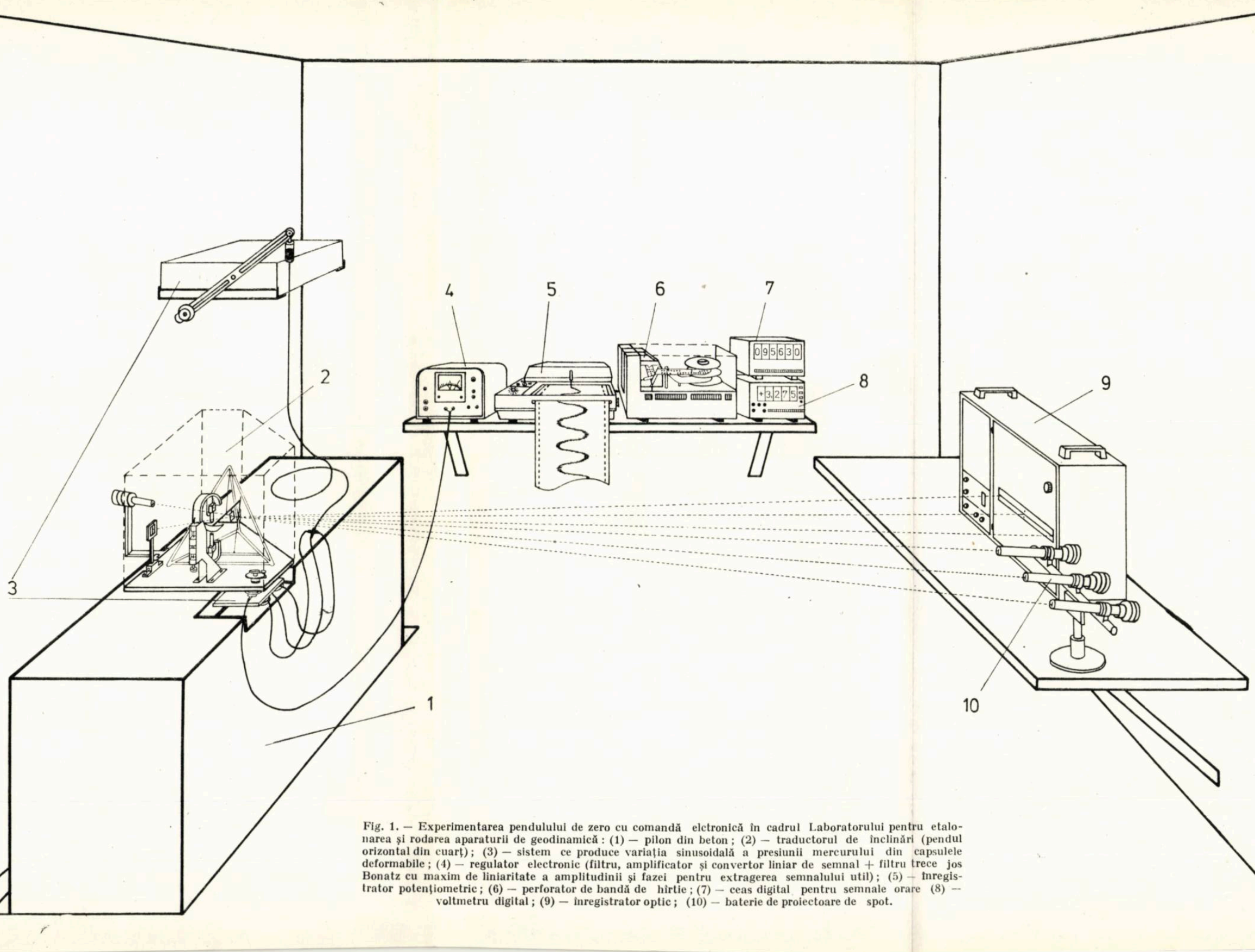
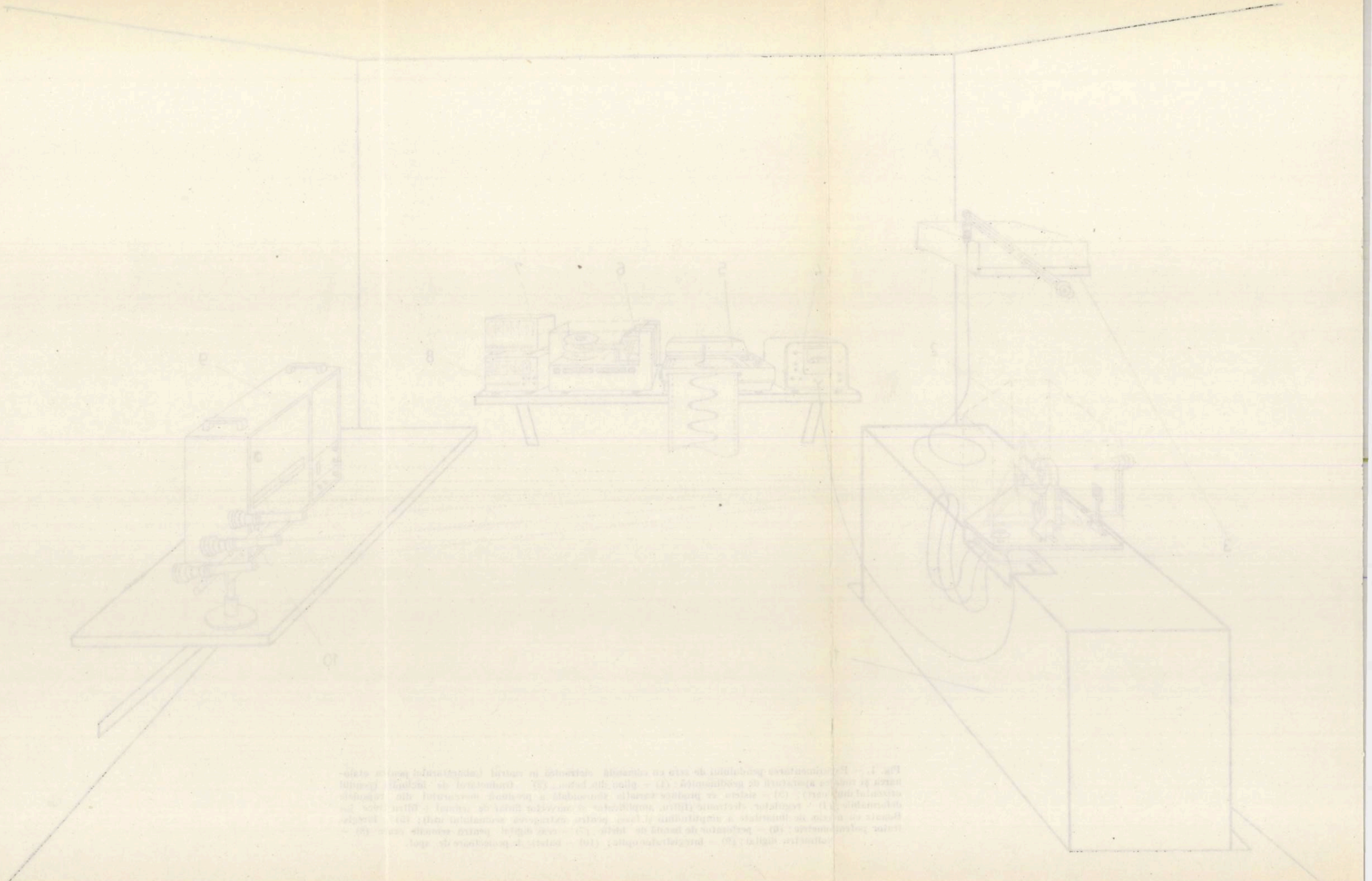


Fig. 1. — Experimentarea pendulului de zero cu comandă electronică în cadrul Laboratorului pentru etalonarea şi rodarea aparaturii de geodinamică : (1) — pilon din beton ; (2) — traductorul de înclinări (pendul orizontal din cuarţ) ; (3) — sistem ce produce variaţia sinusoidală a presiunii mercurului din capsulele deformabile ; (4) — regulator electronic (filtru, amplificator şi convertor liniar de semnal + filtru trece jos Bonatz cu maxim de liniaritate a amplitudinii şi fazei pentru extragerea semnalului util) ; (5) — înregistrator potenţiometric ; (6) — perforator de bandă de hîrtie ; (7) — ceas digital pentru semnale orare (8) — voltmetru digital ; (9) — înregistrator optic ; (10) — baterie de proiectoare de spot.



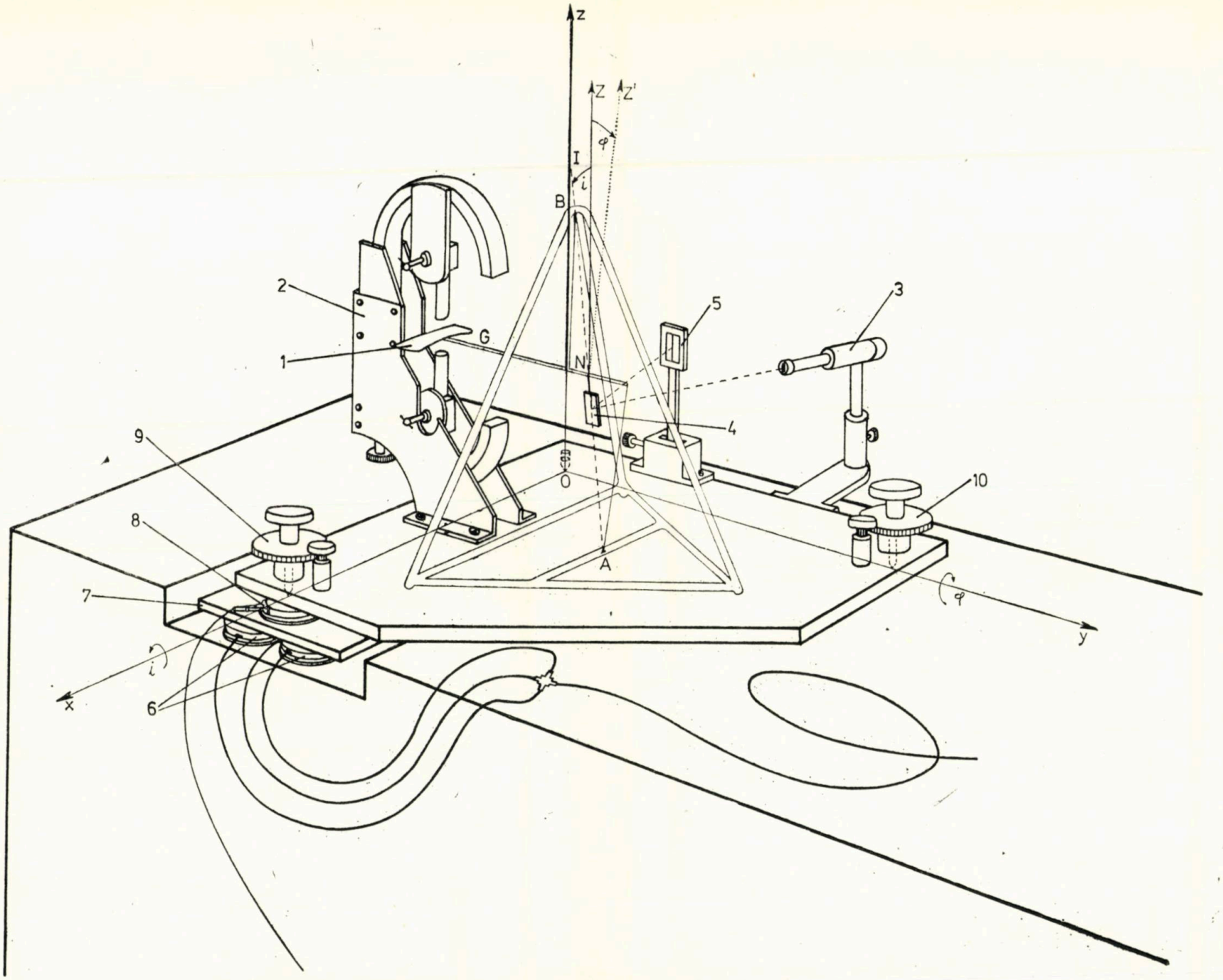
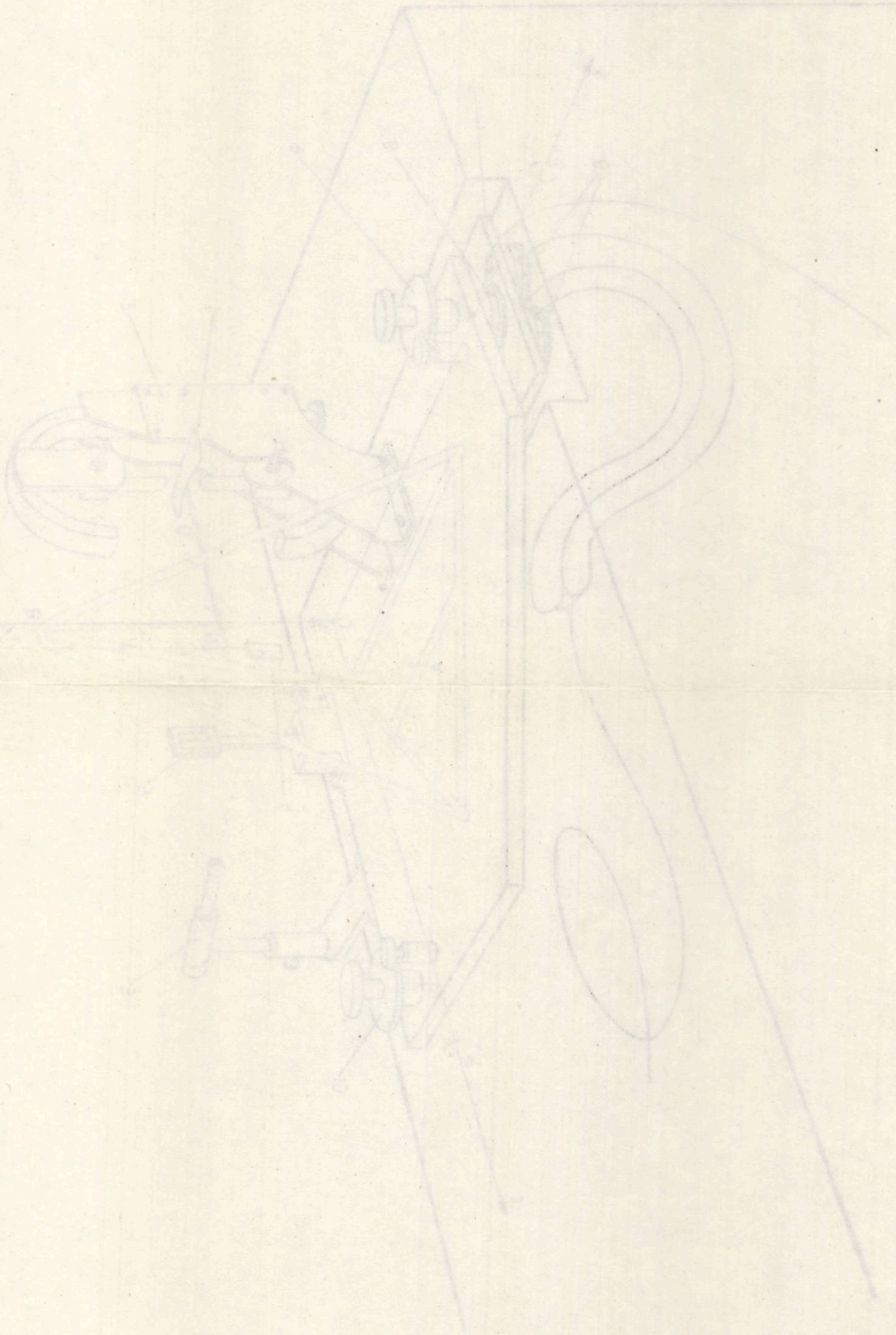


Fig. 2. — Pendul de zero cu comandă electronică, detalii constructive : (1) — placă conductoare amagnetică ce înlocuieşte masa de cuarţ a braţului pendular ; (2) — sistemul de amortizare magnetică a oscilaţiilor, tip DZ ; (3) — proiectorul de spot dreptunghiular şi omogen al traductorului fotoelectric ; (4) — oglindă solidară cu braţul pendular (fixată în axa de oscilaţie a acestuia) ; (5) — sistemul diferenţial de fotoelemente al traductorului fotoelectric ; (6) — capsule deformabile cu mercur ; (7) — suportul capsulei piezoelectrice ; (8) — capsulă deformabilă piezoelectrică Ruymbeke ; (9) — sistem reglaj fin pentru derivă ; (10) — sistem reglaj fin pentru sensibilitate.



Sistemul are posibilitatea şuntării complete a fluxului magneţilor permanenţi şi a reglării întrefierului dintre ei în limite suficiente pentru obţinerea amortizării dorite

$$M_R = K_1 \frac{v}{l_\delta^2}. \qquad (2)$$

unde l_δ reprezintă lungimea întrefierului.

Sistemul de deplasare plan paralelă a capsulei deformabile piezoelectrice este format din trei capsule deformabile cu mercur (6) de construcţie proprie (variantă a capsulei tip VM, realizată compact prin sudură electrică şi calibrată prin strunjirea suprafeţelor plane). Cele trei capsule deformabile, cu proprietăţi elastice practic identice, sînt comandate de un mecanism ce asigură variaţia sinusoidală a presiunii mercurului [2].

Prin deformarea lor simultană capsulele asigură deplasarea plan paralelă, pe verticală, a suportului (7) pe care este fixată capsula piezoelectrică (8). Suportul pentru reglajul fin al derivei pendulului orizontal (9) este aşezat pe cilindrul de porţelan (nr. 7, fig. 4) ce transmite mişcarea capsulei piezoelectrice.

Traductorul fotoelectric, a cărui schemă principială este dată în figura 3, este format dintr-o sursă liniară de lumină (1), plasată în focarul

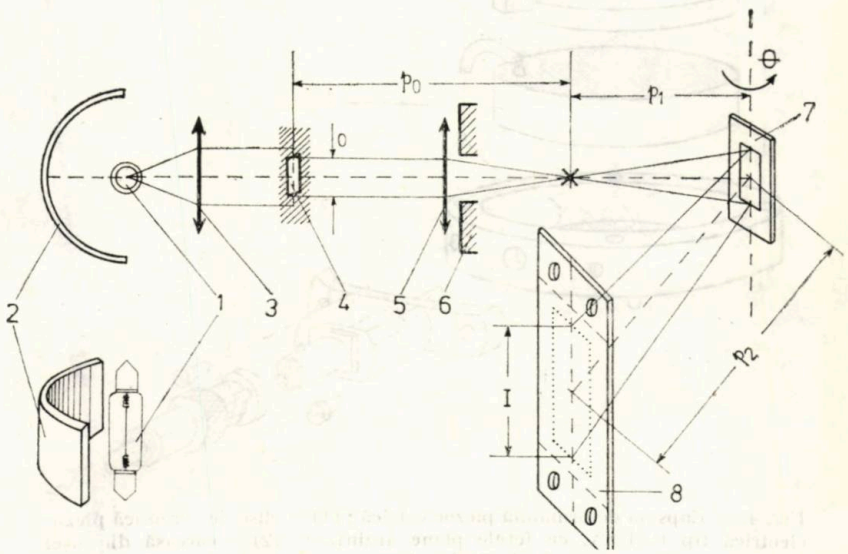


Fig. 3. — Traductorul fotoelectric, schemă de principiu : (1) — sursă liniară de lumină ; (2) — reflector cilindric ; (3) — sistem optic ; (4) — fantă dreptunghiulară ; (5) — sistem optic ; (6) — diafragmă ; (7) — oglinda pendulului ; (8) — sistemul diferenţial de fotoelemente.

unui reflector cilindric (2), un sistem optic (3), o fantă dreptunghiulară (4), un al doilea sistem optic (5), o diafragmă (6), oglinda pendulului (7) şi sistemul diferenţial de fotoelemente (8).

Capsula deformabilă piezoelectrică (fig. 4) este formată dintr-un disc din ceramică piezoelectrică (1) plasat într-o carcasă metalică (2) prevăzută cu un capac izolant (3). Prin cablul coaxial (4) și mufa BNC de înaltă tensiune (5) este transmisă tensiunea electrică ce comandă deformarea discului piezoelectric, deformare ce se transmite prin intermediul discului metalic (6) și al cilindrului izolant de porțelan (7).

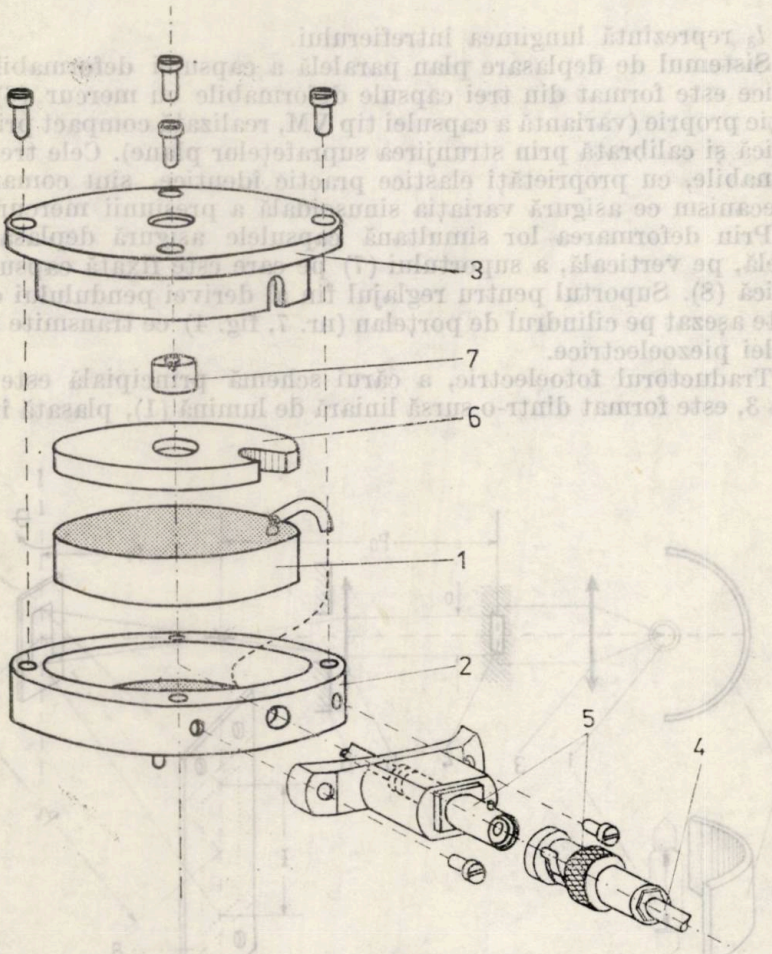


Fig. 4. — Capsula deformabilă piezoelectrică : (1) — disc de ceramică piezoelectrică tip PZT-5A, cu fețele plane argintate ; (2) — carcasă din oțel inoxidabil ; (3) — capac izolant din teflon ; (4) — cablu coaxial ; (5) — mufă BNC de înaltă tensiune ; (6) — disc metalic ; (7) — cilindru izolant din porțelan.

Regulatorul electronic — blocurile B_1 și B_2 din figura 5 — este format din trei etaje de amplificare-filtrare tip trece jos, cu rejecție a frecvenței de 50 Hz a rețelei, și din convertorul liniar de tensiune continuă, realizat sub forma unui oscilator de relaxare cu ridicare de tensiune. Pentru asigurarea unei derive globale de valoare acceptabilă, în primele

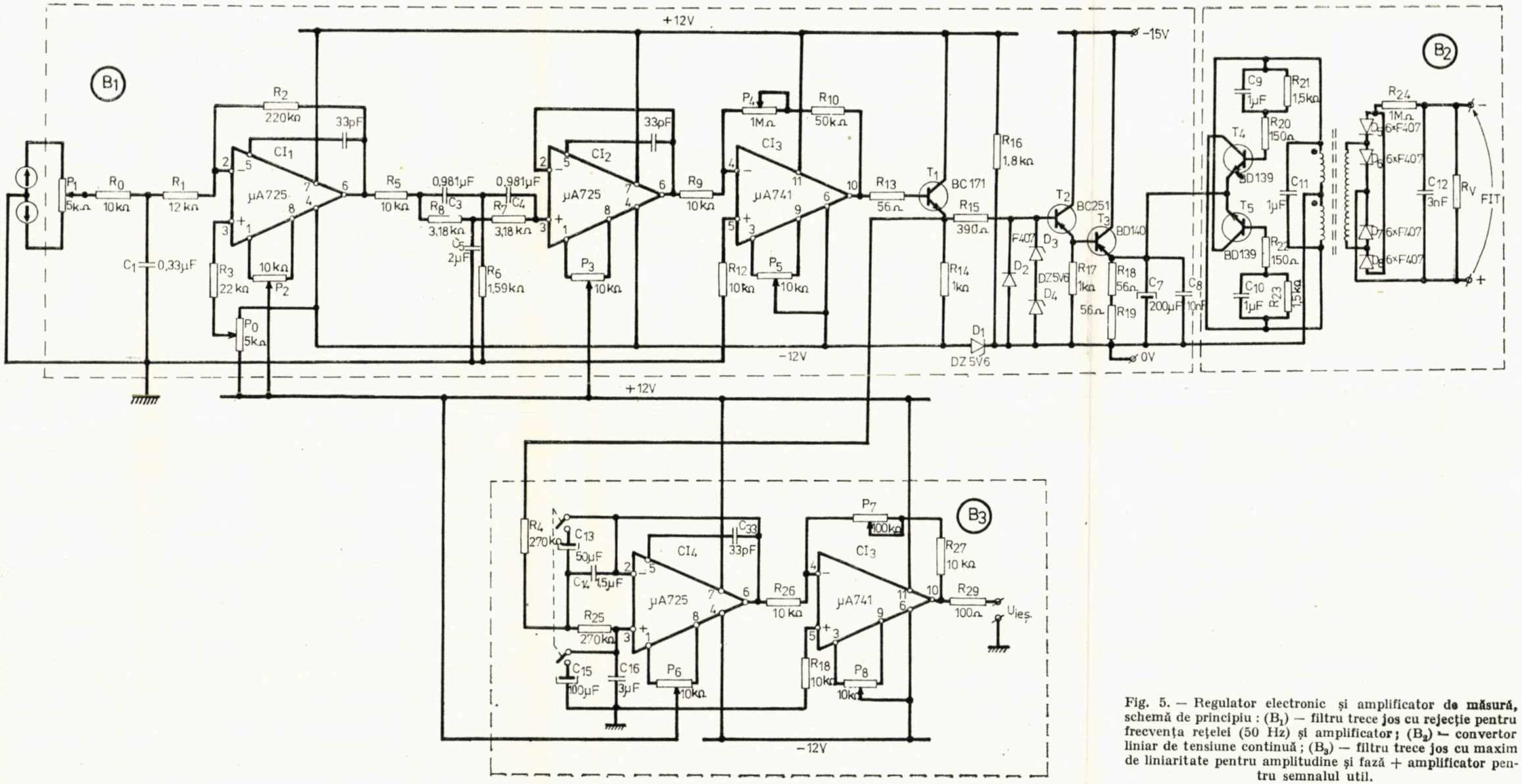
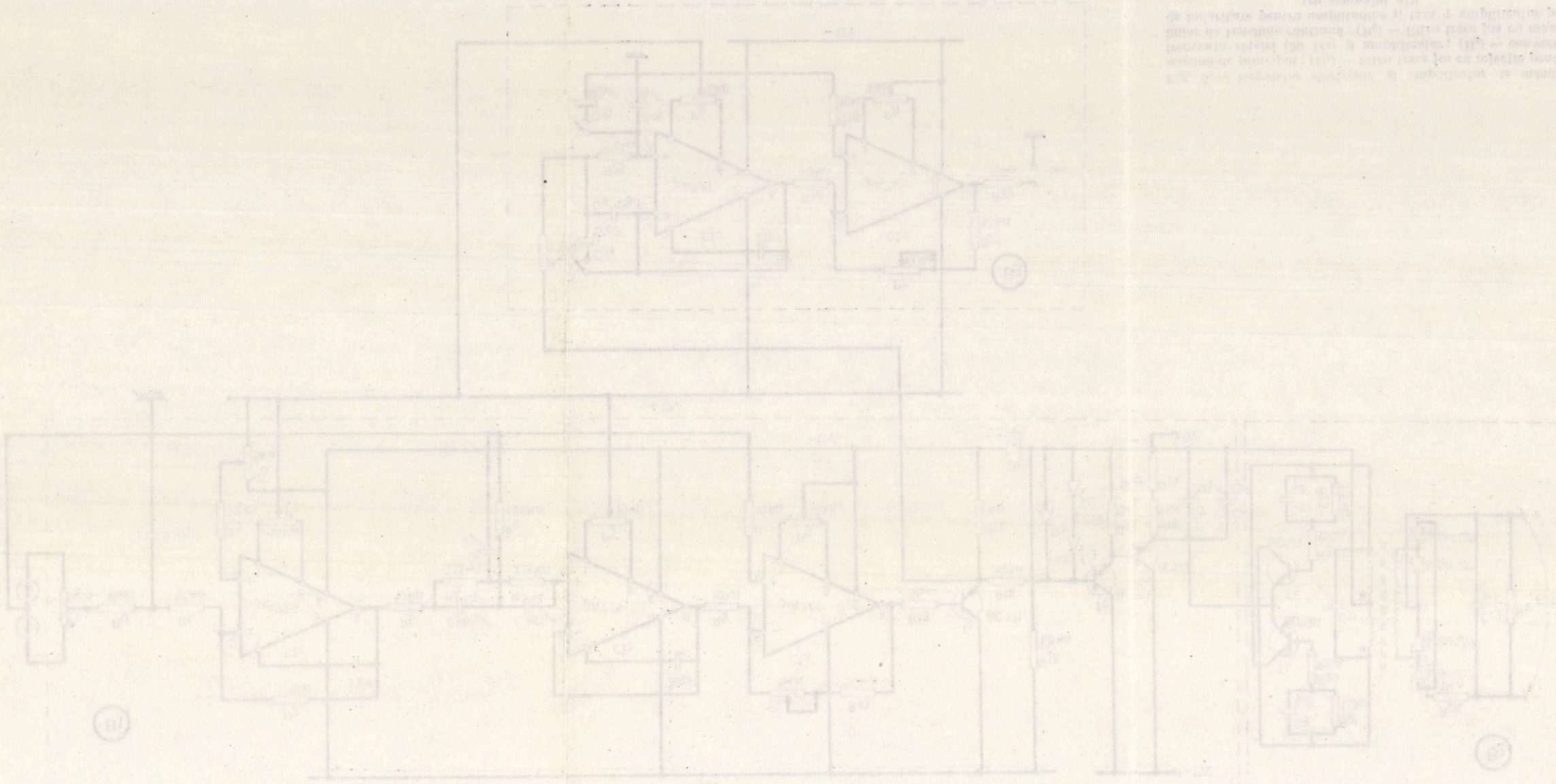


Fig. 5. — Regulator electronic și amplificator de măsură, schemă de principiu : (B_1) — filtru trece jos cu rejecție pentru frecvența rețelei (50 Hz) și amplificator; (B_2) — convertor liniar de tensiune continuă; (B_3) — filtru trece jos cu maxim de liniaritate pentru amplitudine și fază + amplificator pentru semnalul util.



etaje de amplificare ale blocului B_1 au fost utilizate amplificatoare operaționale cu derivă termică redusă.

Filtrul trece jos Bonatz, utilizat pentru extragerea semnalului util (fig. 5, bloc B_3), filtru de tipul trece jos cu maxim de liniaritate a amplitudinii și fazei, este urmat de un etaj amplificator care permite corelarea nivelului de ieșire al semnalului cu sistemul de stocare a informației (înregistrare analogică sau digitală).

În figura 1 se vede că înregistrarea semnalului util a fost făcută analogic, utilizînd un înregistrator potențiometric sau digital, pe bandă de hîrtie perforată, și că pentru verificarea calității compensării obținute, în paralel cu înregistrarea semnalului electric util, au fost realizate și înregistrări optice de control.

CONSIDERAȚII ASUPRA MODULUI DE FUNCȚIONARE A PENDULULUI DE ZERO

Schema bloc din figura 6 prezintă modul de compensare a înclinării, respectiv a unei mărimi X_0 proporțională cu înclinarea, mărime ce reprezintă deplasarea pe verticală a sprijinului de derivă al pendulului.

În scopul realizării unui aparat de zero s-a utilizat un sistem de reacție care acționează o capsulă deformabilă piezoelectrică ce produce compensarea sistemului prin introducerea unei deplasări X_3 de sens contrar perturbației aplicate X_0. Acționarea capsulei piezoelectrice se face cu o tensiune de ordinul kilovolților, obținută de la convertorul liniar de tensiune (blocul B_2). Tensiunea aplicată la intrarea convertorului se obține de la sistemul traductor fotoelectric al rotirii brațului pendular, după amplificarea corespunzătoare și rejectarea frecvenței rețelei (blocul B_1).

Semnalul înregistrat, o mărime proporțională cu perturbația X_0, se preia prin filtrul trece jos cu maxim de liniaritate a amplitudinii și fazei (blocul B_3).

Sistemul de zero va fi analizat din punctul de vedere al stabilității la oscilații și al fidelității înregistrărilor obținute.

Întrucît pentru toate blocurile care intervin în componența sistemului automat se pot considera, în limitele unei funcționări normale, funcții de transfer liniare, studiul stabilității s-a făcut folosind criteriul grafo-analitic Nyquist [17], bazat pe răspunsul în regim permanent al funcției de transfer a sistemului în buclă deschisă.

Pentru stabilirea funcției de transfer a pendulului orizontal [1] se calculează transformata Laplace a răspunsului sistemului mecanic în condiții inițiale nule [18] — caracterizat printr-o ecuație diferențială liniară de ordinul 2 cu coeficienți constanți — la funcția impuls Dirac $\delta(t)$ aplicată la intrare.

Rezultă astfel

$$G(s)_{[\text{rad/m}]} = \frac{X_2}{X_1} = \frac{g}{lx_1} \cdot \frac{1}{s^2 + 2\xi\omega_n s + \omega_n^2} \tag{3}$$

cu notațiile : g — accelerația gravității ; l — distanța între centrul de oscilație și centrul de greutate al brațului pendular ; x_1 — distanța între spri-

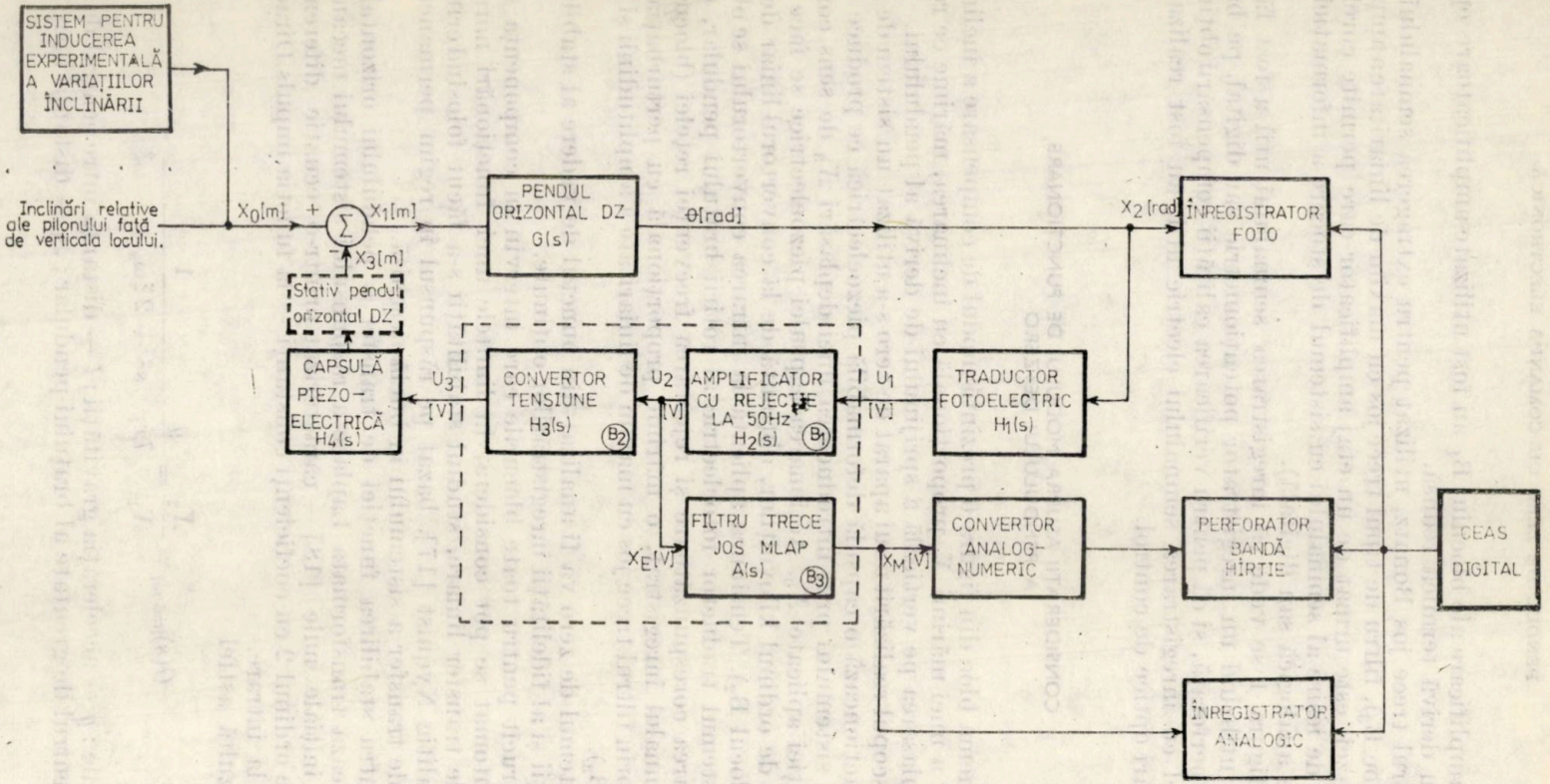


Fig. 6. — Schema bloc a pendulului de zero cu comandă electronică.

jinul de derivă al pendulului orizontal (nr. 9, fig. 2) și sprijinul fix; ω_n — pulsația proprie pentru oscilația neamortizată; ξ — factorul de amortizare,
unde:

$$\xi = \frac{B}{2M_0 l^2} \cdot \sqrt{\frac{l}{g i_0}} \tag{4}$$

$$\omega_n = \sqrt{\frac{g}{l} i_0} \tag{5}$$

în care s-a notat: B — coeficientul de frecări vîscoase; M_0 — masa brațului pendular; i_0 — unghiul între verticala locului și axa imaginară de rotație a brațului pendular, corespunzător poziției inițiale de echilibru.

Pentru evaluarea experimentală a parametrilor ξ și ω_n se studiază oscilațiile libere amortizate ale pendulului orizontal în cazul excitării cu o funcție treaptă de înclinare, produsă cu ajutorul capsulei piezoelectrice.

Determinarea experimentală a factorului de amortizare ξ a fost făcută folosind relația ce îl explicitează în funcție de decrementul logaritmic

$$\xi = \frac{\ln \frac{\Delta A_{12}}{\Delta A_{23}}}{\sqrt{\pi^2 + \ln^2 \frac{\Delta A_{12}}{\Delta A_{23}}}} \tag{6}$$

unde ΔA_{12} și ΔA_{23} sînt amplitudini succesive ale oscilației amortizate răspuns (fig. 7).

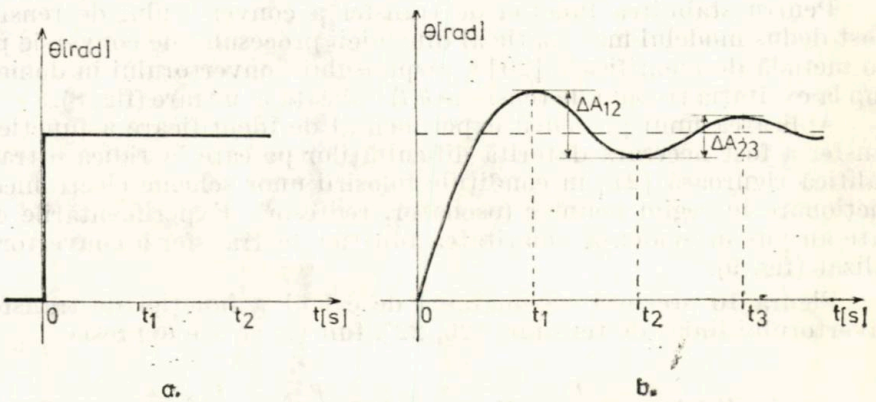


Fig. 7. — Răspunsu pendulului orizontal din cuarț amortizat magnetic la excitația treaptă: (a) — excitația; (b) — răspunsul.

Pulsația proprie de oscilație neamortizată ω_n s-a determinat experimental, folosind relația ce o explicitează în funcție de perioada medie a

oscilației libere T_m și de factorul de amortizare ξ:

$$\omega_n = \frac{2\pi}{T_m\sqrt{1-\xi^2}}. \tag{7}$$

În domeniul de utilizare a pendulului de zero, funcția de transfer a traductorului fotoelectric este o constantă ce se determină experimental

$$H_1(s)_{[V/rad]} = \frac{U_1}{X_2} = K_1. \tag{8}$$

Pentru limitarea zgomotului suprapus semnalului util și pentru obținerea unui semnal de amplitudine corespunzătoare la intrarea convertorului de tensiune, s-a efectuat filtrarea semnalelor de frecvență foarte ridicată în raport cu perioada pendulului, rejectarea frecvenței rețelei cu un filtru selectiv dublu T [19] și amplificarea semnalului. S-a evitat utilizarea unui filtru global trece jos, cu frecvența de tăiere sub 50 Hz, pentru ca defazajele introduse prin bucla de reacție să fie minime, astfel ca stabilitatea față de autooscilația sistemului automat să nu fie afectată.

Expresia funcției de transfer a amplificatorului este

$$H_2(s)_{[V/V]} = \frac{U_2}{U_1} = -\frac{K_2R_2}{R_0+R_1}\cdot\frac{1}{1+sC_1\dfrac{R_0R_1}{R_0+R_1}}\cdot$$
$$\cdot\frac{1+s^2C^2R^2}{1+4s\,C(R+R_g)+s^2C^2R\,(R+4R_g)} \tag{9}$$

unde elementele de circuit R, L, C sînt cele din figura 5 iar K_2 este un factor de amplificare reglabil cu ajutorul divizorului R_{10}, P_4, R_9.

Pentru stabilirea funcției de transfer a convertorului de tensiune, a fost dedus modelul matematic al dinamicii procesului de conversie printr-o metodă de identificare [20] a răspunsului convertorului în domeniul timp la excitația treaptă de tensiune $h(t)$ aplicată la intrare (fig. 8).

Aplicarea unui procedeu experimental de identificare a funcției de transfer a fost necesară datorită dificultăților pe care le ridică o tratare analitică riguroasă [21] în condițiile folosirii unor scheme electronice cu funcționare în regim neliniar (oscilator, redresor). Experimentările efectuate au pus în evidență liniaritatea funcției de transfer a convertorului realizat (fig. 9).

Figura 10 prezintă organigrama de calcul a funcției de transfer a convertorului liniar de tensiune [20, 22], funcție ce are expresia

$$H_3(s)_{[V/V]} = \frac{U_3}{U_2} = K_3\frac{1+2\,\xi_{l_1}T_{l_1}s+T_{l_1}^2s^2}{1+2\xi_{m_1}T_{m_1}s+T_{m_1}^2s^2}. \tag{10}$$

Pentru determinarea funcției de transfer a ansamblului capsulă piezoelectrică-stativ pendul orizontal a fost calculată transformata La-

place a ecuației diferențiale de mișcare a sistemului capsulă-stativ,considerîndu-se pentru ceramica piezoelectrică oscilantă sistemul de caracterizare echivalent, cu parametri concentrați [18, 23].

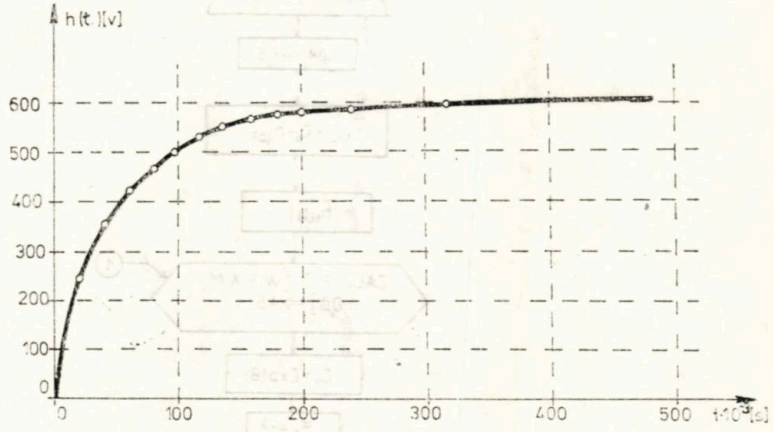


Fig. 8. — Răspunsul convertorului de tensiune la excitația treaptă.

Se obține astfel

$$H_4(s)_{[m/V]} = \frac{X_3}{U_3} = \frac{d_{33}}{1 + 2\frac{\xi_1}{\omega_1}s + \frac{1}{\omega_1^2}s^2} \tag{11}$$

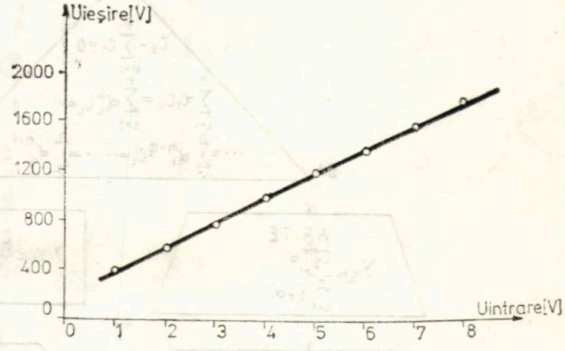


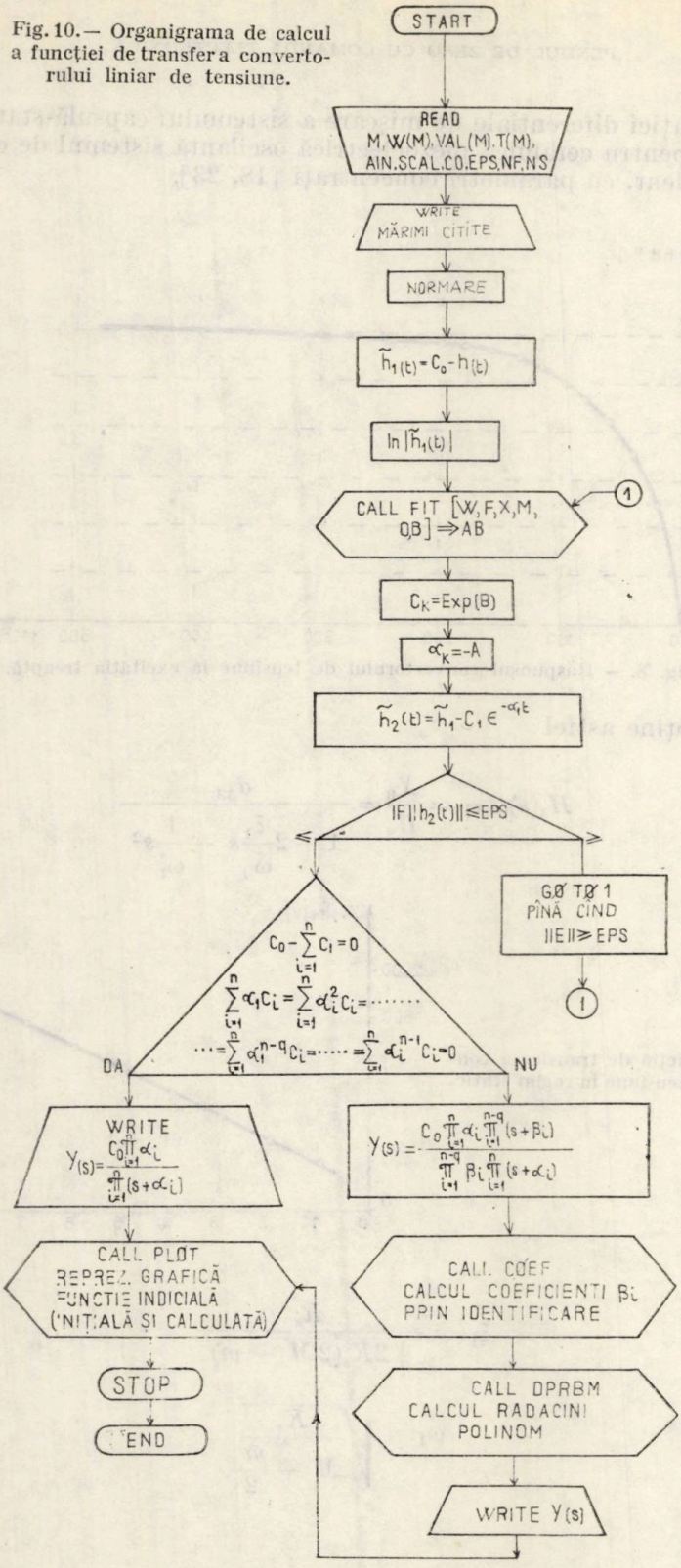
Fig. 9. — Funcția de transfer a convertorului de tensiune în regim static.

unde :

$$\xi_1 = \frac{R_e}{\sqrt{2K_e(2M + m)}} \tag{12}$$

$$\omega_1 = \sqrt{\frac{K_e}{M + \frac{m}{2}}} \tag{13}$$

Fig. 10.— Organigrama de calcul a funcției de transfer a convertorului liniar de tensiune.



cu semnificațiile : K_e — factorul de elasticitate echivalent, în parametri concentrați, al discului din ceramică piezoelectrică ; M — masa de mișcare aferentă punctului de sprijin al sistemului de compensare a derivei pendulului orizontal ; m — masa discului piezoelectric ; R_e — factorul de amortizare echivalent, în parametri concentrați, al discului de ceramică piezoelectrică ;

d_{33} — constanta piezoelectrică [m/V], la tensiunea mecanică constantă.

În relațiile (3), (9), (10), (11) toate funcțiile de transfer au fost normate pentru a se permite aplicarea unui program de calcul [24] cu ajutorul căruia au fost determinate caracteristicile amplitudine-frecvență și fază-frecvență ale funcției de transfer.

Considerîndu-se schema generală a unui sistem de automatizare (fig. 11), pentru studiul stabilității se reprezintă în coordonate polare amplitudinea și faza funcției de transfer a sistemului în buclă deschisă $a(s) \cdot f(s)$, pentru excursia variabilei s pe conturul Nyquist : $s \in (-j\infty, +j\infty)$, completat cu semicercul de la infinit. Funcția $a(s) \cdot f(s)$ reprezintă astfel transformarea conformă a semiplanului drept (cu $\mathrm{Re}\{s\} > 0$) al variabilei independente s, pestru sistemele fizice semicercul de la infinit transformîndu-se în punctul de origine al graficului $a(s) \cdot f(s)$. Criteriul de stabilitate Nyquist [17] cere ca, pentru regimul stabil de funcționare al sistemului, numărul de înconjururi al punctului de coordonate $(-1, j.0)$, efectuate în sens invers trigonometric de către hodograful funcției de transfer a sistemului în buclă deschisă, să fie nul atunci cînd variabila s ia valori pe axa frecvențelor reale, în sensul $(-j\infty, +j\infty)$, dacă sistemul automat nu are poli în semiplanul din dreapta, condiție îndeplinită de sistemul analizat.

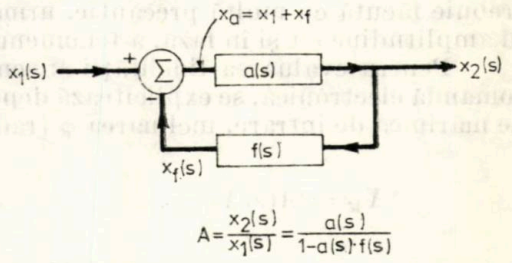


Fig. 11. — Schema generală a unui sistem de automatizare.

În funcție de valoarea factorului de amortizare ξ al pendulului orizontal, se obține o familie de curbe închise, pentru hodograful funcției de transfer a pendulului de zero în buclă deschisă

$$F(s, \xi) = G(s, \xi)\, H_1(s)\, H_2(s)\, H_3(s)\, H_4(s). \tag{14}$$

Normînd funcția de transfer (14) pentru a satisface condițiile :

$$\begin{cases} |F(s, \xi)| = 1 \\ \arg F(s, \xi) = \pi \end{cases} \tag{15}$$

în domeniul de variație al variabilei s pe axa frecvențelor reale $s \in (-j\infty, +j\infty)$ pentru $\xi \in (0, 1)$, se obține o familie de curbe închise, ce trec prin punctul de coordonate $(-1, j.0)$, reprezentînd familia ciclurilor Nyquist

limită, ce au ca parametru factorul de amortizare al pendulului orizontal (fig. 12). Normarea funcției de transfer (14) poate fi realizată experimental alegînd valori convenabile pentru amplificarea $K_2 = |H_2(s)|$.

Rezultatele obținute permit trasarea curbei (fig. 13) ce separă domeniul de funcționare stabilă a pendulului de zero de domeniul de instabilitate (întreținere a autooscilațiilor), funcționarea în regim stabil fiind asigurată prin reglajul convenabil al amplificării K_2.

Deoarece pentru o cît mai bună asimilare a aparatului realizat cu un sistem de zero, amplificarea buclei de reacție trebuie să fie cît mai mare, din figura 13 rezultă că pentru menținerea în domeniul de stabilitate este necesar să se lucreze cu amortizarea pendulului cît mai aproape de regimul critic ($\xi = 1$).

Creșterea factorului de amortizare a sistemului contribuie și la mărirea marginii de fază [18] în diagrama de stabilitate (fig. 12).

Eliminarea zgomotelor perturbatoare din sistemul de zero realizat trebuie făcută cu multă precauție, urmărind distorsionarea minimă atît în amplitudine cît și în fază, a fenomenului studiat.

Pentru evaluarea fidelității și sensibilității pendulului de zero cu comandă electronică, se explicitează dependența mărimii măsurate X_M[V] de mărimea de intrare, înclinarea φ [rad] (fig. 6)

$$X_M = A(s)X_E$$

$$= A(s) \cdot \frac{G(s)\, H_1(s)\, H_2(s)}{1 + G(s)\, H_1(s)\, H_2(s)\, H_3(s)\, H_4(s)} \cdot X_0 \qquad (16)$$

$$= A(s) \cdot \frac{G(s)\, H_1(s)\, H_2(s)}{1 + F(s)} \cdot x_1\varphi$$

unde s-a notat φ — înclinarea stativului pendulului orizontal.

Filtrul trece jos $A(s)$, tip Bessel, cu maxim de liniaritate a amplitudinii și fazei, a fost astfel dimensionat [15] încît, în procesul de extragere a semnalului din zgomot, să prezinte o variație minimă a amplificării și defazajelor pentru spectrul semnalelor aplicate la intrare $f \in (0{,}10^{-4}\,\text{Hz})$. Pentru varianta $C_1 = 1{,}5\ \mu\text{F}$, $C_2 = 3\ \mu\text{F}$ a filtrului trece jos (fig. 5), rezultă distorsionări cu totul neglijabile în tot domeniul de frecvențe menționat, variația procentuală a amplificării fiind

$$\left.\frac{\Delta A}{A_0}\right|_{f \in (0,10^{-4}\text{Hz})} = 3{,}8 \cdot 10^{-5}\,\% \qquad (17)$$

iar variația fazei exprimată în grade sexagesimale fiind

$$\Delta\Phi_A\,|_{f \in (0,10^{-4}\text{Hz})} = 0{,}058°. \qquad (17')$$

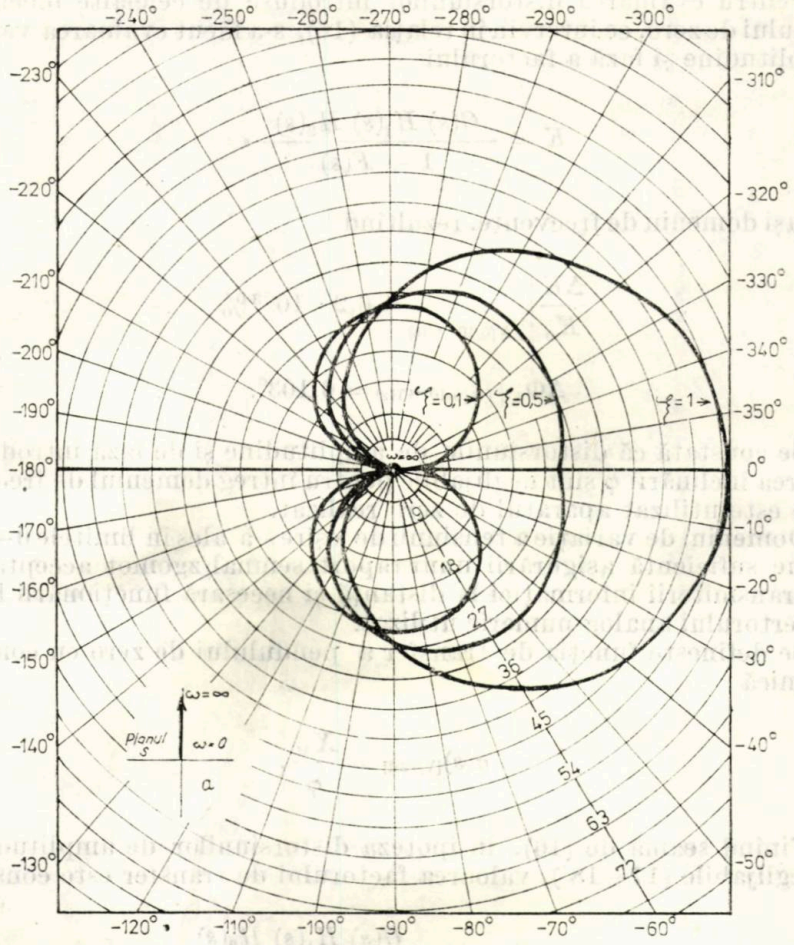


Fig. 12. — Familia ciclurilor Nyquist limită.

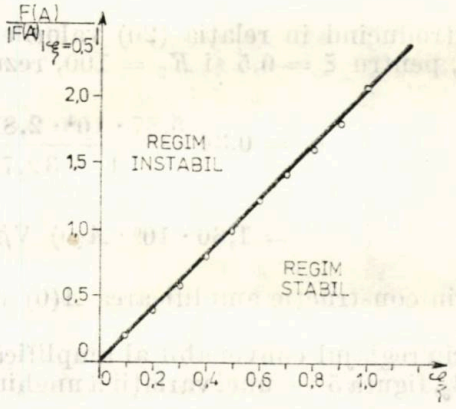


Fig. 13. — Curba de separare a domeniului de funcționare stabilă de domeniul de întreținere a autooscilațiilor pendulului de zero cu comandă electronică.

Pentru evaluarea distorsiunilor introduse de celelalte blocuri ale pendulului de zero, ce intervin în relația (16), s-a făcut evaluarea variației de amplitudine și fază a factorului

$$K = \frac{G(s)\, H_1(s)\, H_2(s)}{1 + F(s)},$$

în același domeniu de frecvențe, rezultînd

$$\left.\frac{\Delta K}{K_0}\right|_{f \in (0,10^{-4}\,\mathrm{Hz})} = 6{,}2 \cdot 10^{-3}\,\% \tag{18}$$

$$\Delta\Phi_K \,|_{f \in (0,10^{-4}\,\mathrm{Hz})} = 0{,}103°. \tag{18'}$$

Se constată că distorsiunile de amplitudine și de fază introduse în evaluarea înclinării φ sînt neglijabile pentru întreg domeniul de frecvențe în care este utilizat aparatul de zero realizat.

Domeniul de variație a tensiunii de ieșire s-a ales în limitele 0—10 V, tensiune suficientă asigurării unui raport semnal/zgomot acceptabil în cazul transmiterii informației la distanță și necesară funcționării liniare a convertorului analog-numeric utilizat.

Se definește funcția de transfer a pendulului de zero cu comandă electronică

$$\sigma(s)_{[\mathrm{V/rad}]} = \frac{X_M}{\varphi}. \tag{19}$$

Ținînd seama de (16), în ipoteza distorsiunilor de amplitudine și fază neglijabile (17—18'), valoarea factorului de transfer este constanta

$$\sigma_0 = x_1 \lim_{s \to 0} A(s) \frac{G(s)\, H_1(s)\, H_2(s)}{1 + F(s)}. \tag{20}$$

Introducînd în relația (20) valorile numerice aferente sistemului realizat, pentru $\xi = 0{,}5$ și $K_2 = 100$, rezultă

$$\begin{aligned} \sigma_0 &= 0{,}34\, \frac{5{,}87 \cdot 10^4 \cdot 2{,}81 \cdot 10^3}{1 + 32{,}79} \cdot A(0) \\ &= 1{,}66 \cdot 10^6 \cdot A(0)\ \ \mathrm{V/rad} \end{aligned} \tag{21}$$

unde prin construcție amplificarea $A(0)$ poate lua valori cuprinse între 1 și 10.

Prin reglajul convenabil al amplificării $A(0)$ — potențiometrul din blocul B_3, figura 5 — unei variații a unghiului cu care este înclinat experi-

mental pendulul, egală ca ordin de mărime cu amplitudinea medie a înclinării produsă de către deformările periodice ale globului terestru (mareele terestre), la latitudinea țării noastre ($\Delta \varphi_m = 5 \cdot 10^{-7}$ rad), este făcută să îi corespundă o variație de 5 V a tensiunii de ieșire.

Experimentarea pendulului de zero cu comandă electronică (fig. 1), realizată în cadrul Laboratorului pentru etalonarea și rodarea aparaturii de geodinamică, a fost făcută efectuînd, în paralel cu înregistrarea semnalului de compensare [analogic, cu un înregistrator potențiometric (5) și numeric (8), pe bandă de hîrtie perforată (6)], înregistrarea variației în timp a poziției brațului pendular [înregistrare optică „clasică" (9, 10)].

Rezultatele obținute au pus în evidență o foarte bună menținere a poziției de zero, deci a stării de echilibru inițial al brațului pendular, oscilațiile lui fiind comparabile cu nivelul zgomotului de fond al înregistrării.

Etalonarea celor trei capsule deformabile cu mercur (nr. 6, fig. 2), ce asigură deplasarea plan-paralelă, precum și a capsulei piezoelectrice (nr. 8, fig. 2) a fost realizată interferometric tot în cadrul Laboratorului pentru etalonarea și rodarea aparaturii de geodinamică. Raportul semnal/zgomot obținut în cazul înregistrărilor experimentale a fost de 46 db.

CONCLUZII

Pendulul de zero cu comandă electronică realizat — rezoluție de ordinul $5 \cdot 10^{-9}$ rad — pe lîngă faptul că elimină efectul neliniarității funcției de transfer a pendulului orizontal „clasic" asupra înregistrărilor, prezintă în plus următoarele avantaje:

— reducerea spațiului necesar funcționării sale;

— asigurarea controlului de la distanță al parametrilor de funcționare;

— posibilitatea executării înregistrărilor în prezența unui fond important de perturbații;

— posibilitatea executării înregistrărilor la distanță și a digitizării directe a datelor.

Aceste calități fac ca sistemul să fie utilizabil nu numai pentru înregistrări ale mareelor terestre, ci și în alte domenii de mare interes practic, dintre care citām urmărirea evoluției deformărilor:

— produse în interiorul construcțiilor masive;

— provocate crustei de prezența unor construcții masive, respectiv de deplasări relative ale compartimentelor tectonice, în zone active seismic.

Primit în redacție la 1 noiembrie 1978;
Revizuit și completat bibliografic în aprilie 1981

BIBLIOGRAFIE

1. P. MELCHIOR (1978), *The Tides of the Planet Earth*, Pergamon Press, Oxford.
2. J. VERBAANDERT, P. MELCHIOR (1960), *Les stations géophysique souterraines et les pendules horizontaux de l'Observatoire Royal de Belgiques*, Obs. Roy. Belg. Monographie, 7eme, Bruxelles.

3. P. A. BLUM (1958), *Sur un pendule pour la mesure des deviations de la verticale en un lieu*, C. R. Acad. Sc. Paris, *264*, p. 2389.
4. L. BRAGARD (1964), *Construction et installation de clinometres de haute sensibilité a la station de Kanne*, 5eme Symp. Int. sur les Marees Terr., Obs. Roy. Belg. Comm., *236*, S. Géoph., *69*, p. 193—196, Bruxelles.
5. A. VOGEL (1964), *The Horizontal Pendulums of Dannemora*, 5eme Symp. Int. sur les Marees Terr., Obs. Roy. Belg. Comm., *236*, S. Géoph., *69*, p. 289—290, Bruxelles.
6. DOREL ZUGRĂVESCU (1967), *Pendul orizontal din cuarț construit în cadrul Observatorului gravimetric Căldărușani*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofiz., **5**, *2*, p. 231—243.
7. L. SKALSKI, V. SOUKUP (1974), *Photoelectric Compensating Tiltmeter*, Studia geoph. et geod. **18**, p. 47—58.
8. A. E. OSTROVSKII (1961), *Le clinometre à enregistrement photoelectrique*, Groupe XIII Prog. AGI Grav., **2**, p. 41—75, BIM, *25*, p. 500—536, *26*, p. 540—543.
9. A. E. OSTROVSKII, P. S. MATVEYEV, V. P. CHLIAKHOVOI (1975), *Sur la posibilité d'utiliser le clinometre photoelectrique en methode de zero*, Akad. Nauk. Ukrainskoi SSR, Obs. grav. Poltava, Rotat. Defor. Marees de la Terre, **VII**, p. 42—49.
10. M. van RUYMBEKE (1976), *Sur un pendule horizontal equipé d'un capteur de deplacement à capacité variable*, Bull. Geod., **50**, *3*, p. 281—290.
11. M. van RUYMBEKE (1980), *Description des principales ètapes de la mise au point de capteurs capacitifs adaptés aux pendules horizontaux*, BIM, *84*, p. 5323—5349.
12. M. J. BAGMET, A. E. OSTROVSKII, A. L. BAGMET (1979), *The rise of Precision and the Automation of Tiltmeter Measurements*, BIM, *80*, p. 4892—4908.
13. DOREL ZUGRĂVESCU, RAUL DOROBANȚU (1979). Pendul de zero cu comandă electronică (Al X-lea simpozion de fizica Pămîntului și geofizică aplicată, București 1978), St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz., **17**, *1*, p. 146.
14. M. van RUYMBEKE (1972), *Sur l'etalonnage de pendules horizontaux a l'aide de ceramiques piezo-electriques*, Bull. Classe Sc. Acad. Roy. Belg. 5e Série, **LVIII**, Obs. Roy. Belg. Comm. **B77** — S. Géoph., *112*, p. 368—376.
15. M. BONATZ, H. WILMES (1975), *Zur Frage instrumenteller Phasenfehler bei der Gezeitenregistrierung mit Askania-Gravimetern BN*, Mitt. Inst. f. Theor. Geod. **34**, p. 1—9.
16. A. KASATKIN, M. PEREKALIN (1970), *Basic Electrical Engineering*, Mir publishers, Moscova ;
17. N. BALABANIAN, T. BICKART (1974), *Teoria modernă a circuitelor electronice*, Edit. tehnică, București.
18. C. J. SAVANT (1967), *Calculul sistemelor automate*, Edit. tehnică, București.
19. R. DOROBANȚU, V. STAVINSCHI (1970), *Asupra îmbunătățirii preciziei înregistrărilor observațiilor astronomice în determinările de timp*, St. cerc. astr., **15**, Edit. Academiei R.S.R., București.
20. C. PENESCU, G. IONESCU , M. TERTIȘCO, E. CREANGĂ (1971), *Identificarea experimentală a proceselor automatizate*, Edit. tehnică, București.
21. F. J. DUDD (1971), *Analysis and optimal design of self-oscillating DC to DC converters*, IEEE Transactions on C.T., 6 Nov.
22. A. RAISTON, H. WILF (1966), *Mathematical methods for digital computers*, John Wiley, N.Y,
23. D. STANOMIR (1968), *Electroacustică*, Editura didactică și pedagogică, București.
24. N. HĂNGĂNUȚ, I. OANCEA, O. NEGRU (1974), *Programe fortran comentate în automatică*. Editura tehnică, București.

THE ZERO-METHOD PENDULUM WITH ELECTRONIC CONTROL

(ABSTRACT)

The paper presents the constituent elements of our zero-method pendulum, equipped with a photoelectric-type transducer of the mobile rotation-arm, automatic compensation being achieved by the electronic drive of a piezoelectric ceramics.

The stability at the aleatory perturbations, as well as the performances of the realized system — fidelity, sensitivity — have been studied.

The zero-method pendulum — a resolution of $5 \cdot 10^{-9}$ rad — has a very good linearity, allows remote control of the functional parameters, telerecording and digitization of the data, the space necessary to set it up being small comparatively with the conventional horizontal pendulum.

The system can be used for Earth tide recordings as well as for the study of the deformations within massive structures, respectively the deformations of the Earth's crust caused by such structures.

The system can also be used for the study of the deformations of the Earth's crust due to the relative displacements of the tectonic plates in seismic active zones.

ASUPRA POSIBILITĂȚII DE PROSPECTARE GRAVIMETRICĂ A UNOR FORME STRUCTURALE PALEOGEOMORFICE

LIGIA NARCIZA ATANASIU, RADU BOTEZATU și JENICA VUCULESCU

Universitatea din București

Progresele realizate în ultimele decenii în geologia petrolului au arătat că importante zăcăminte de hidrocarburi pot fi legate nu numai de capcane de tip structural din cadrul unor forme structurale plicative sau disjunctive, ci și de alte tipuri de capcane ca, de exemplu, litostratigrafice sau paleogeografice ori de combinații ale acestora. Aceasta reprezintă o realitate atît în alte regiuni ale lumii, cît și în țara noastră.

Prospectarea geofizică a structurilor posibil petrolifere sau gazeifere din România a început prin metoda gravimetrică, înregistrîndu-se rezultate remarcabile — în deceniile al treilea pînă la al cincilea din secolul nostru — îndeosebi la punerea în evidență a structurilor plicative cu sîmbure de sare, respectiv anticlinale cu grade diferite de diapirism din depresiunea precarpatică a Munteniei și domuri gazeifere din Depresiunea Transilvaniei. Ulterior, pe de o parte introducerea și dezvoltarea prospecțiunii seismometrice de reflexie și, pe de altă parte, deplasarea interesului pentru zăcăminte de hidrocarburi și în alte unități geologice și, îndeosebi, în Platforma moesică, au impus această metodă atît prin performanțele ei, cît și prin gradul de încredere ridicat al informațiilor furnizate. Seismometria, ca orice metodă geofizică de altfel, are și ea posibilitățile și limitările ei, funcționînd ca un instrument foarte prețios la punerea în denă a formelor structurale cu înclinări relativ mici; dacă însă înclinările sînt mari sau foarte mari, gradul de încredere al informațiilor obținute pe această cale se diminuează sensibil.

Lucrarea de față își propune să contureze posibilitățile gravimetriei la detectarea unor forme structurale cu înclinări mari astfel încît, împreună cu seismometria de reflexie, să se poată ridica eficiența prospectării geofizice a acestora. Deoarece, pentru cutele diapire cu sîmbure de sare problema este cunoscută din datele experimentale pe care le avem deja la dispoziție, ne-am îndreptat atenția asupra structurilor paleogeomorfice, de tipul reliefurilor de eroziune și îndeosebi a paleovăilor îngropate, forme structurale care au de asemenea înclinări mari sau foarte mari.

În acest sens au fost alese două cazuri de structuri bine cunoscute, fiind în prezent în producție cu un număr mare de sonde de exploatare. Alegerea a ținut cont și de faptul că aceste structuri sînt foarte alungite pe direcție, astfel încît pot fi asimilate practic unor forme structurale bidimensionale. În aceste condiții, efectul lor gravimetric a putut fi determinat cu o precizie satisfăcătoare pe baza problemei directe a potențialului în varianta practică de lucru elaborată de către King Hubbert (1948), beneficiind și de existența unor corecte și complete secțiuni geolo-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 103—108, BUCUREȘTI, 1981

gice, precum şi a unor densităţi medii pe formaţiuni geologice care intră în alcătuirea acestor structuri — evaluate pe baza unui număr mare de determinări pe probe din carote — datorate lui P. Tănăsescu *. Calculul efectului gravimetric s-a realizat în puncte echidistante pe profil la interval de 200 m, ceea ce ar corespunde unei propspecţiuni gravimetrice de detaliu în terenuri sedimentare.

★

Primul studiu de caz este reprezentat de structura Brădeşti situată în partea vestică a Platformei moesice, la nord de Craiova. Această structură constituie o capcană paleogeomorfică şi, în parte, stratigrafică pentru zăcăminte de petrol şi gaze asociate în Triasic, Jurasic şi Sarma-

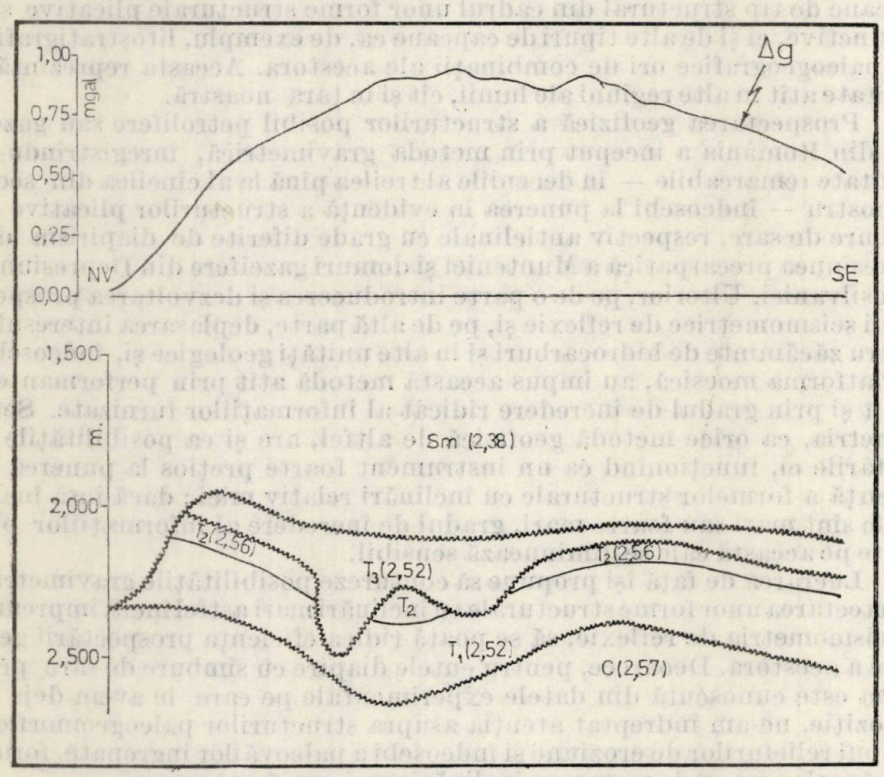


Fig. 1. — Efectul gravitaţional produs de-a lungul unui profil transversal de structura Brădeşti. Secţiunea geologică simplificată după D. Paraschiv, 1979 a. Cifrele din paranteze indică densitatea medie a formaţiunilor geologice.

ţian. Depozitele triasice mulează structura Paleozoicului (Carbonifer) formînd o boltire de tasare afectată de numeroase falii longitudinale şi transversale. Exondarea întregei zone care a avut loc după depunerea Triasicului mediu a ocazionat o eroziune puternică, depozitele triasice fiind în unele cazuri erodate total. Reliefurile negative care au luat naştere,

* Comunicare personală.

cu adîncimi de 200—250 m, au fost colmatate ulterior cu depozitele Triasicului superior. A urmat o nouă exondare însoțită de o a doua generație de văi care a îndepărtat parțial depozitele triasice, după care transgresiunea sarmațiană a colmatat totul cu depozite ale Sarmațianului (Paraschiv, 1979 a). Structura Brădești aparține de fapt unui sistem structural cu caracter mai regional denumit Paleojiul, o paleovale majoră pe direcția Lom—Băilești—Filiași—Brădești, cu obîrșia în Prebalcani și care a debușat în Depresiunea getică.

În figura 1 este reprodusă o secțiune transversală prin această paleovale la Brădești, în paralel cu efectul gravitațional produs de o astfel de structură geologică. După cum se poate remarca, anomalia cîmpului gravității are morfostructura unui maxim ușor asimetric, cu unele microanomalii în zona ei apicală, atingînd o intensitate totală de 0,95 mgal. La performanțele actuale ale aparaturii și tehnicii de lucru folosite în prospecțiunea gravimetrică, și în condițiile unui relief topografic practic plan, o astfel de anomalie este perfect cartabilă pe această cale. La prima vedere, morfostructura acestei anomalii nu sugerează o paleovale; dacă ne gîndim însă că principala suprafață de contrast de densitate și de masă corespunde de fapt discordanței Terțiar/Mesozoic, o astfel de anomalie nu poate fi interpretată ca fiind produsă de o structură a Mesozoicului cu caracter disjunctiv, de pildă un horst, care ar fi caracteristică pentru zona vestică a Platformei moesice, ci — din necesitate — se impune să fie pusă pe seama unui relief de eroziune. În corelație cu informația seismică de reflexie, chiar dacă aceasta ar fi reportabilă numai la suprafața de discordanță Terțiar/Mesozoic, interpretarea anomaliei gravimetrice ar putea fi un instrument de sprijin valoros pentru descifrarea structurii depozitelor mesozoice, deoarece este clar că atît caracterul de maxim, cît și caracteristicile morfostructurale ale acesteia sînt datorate în primul rînd formațiunilor geologice preterțiare.

★

Cel de-al doilea studiu de caz se referă la zona Vîlcele situată pe Valea Argeșului, aproximativ la jumătatea distanței dintre Pitești și Curtea de Argeș, în partea nord-estică a Depresiunii getice. Structura Vîlcele reprezintă un anticlinal cu direcție practic est-vest constituit din depozite paleogene, acoperit de formațiuni helvețiene — local tortoniene și sarmațiene — care mulează și îmbracă în ansamblu forma structurală oligocenă. Antliclinalul Vîlcele este considerat ca fiind format în faza de cutare savică. În Miocenul inferior, ca urmare a unei perioade îndelungate de eroziune, pe flancul sudic al cutei anticlinale s-a format o vale adîncă de circa 700 m care a fost umplută ulterior cu depozite helvețiene. După depunerea Miocenului superior a urmat o nouă fază de exondare și eroziune, astfel încît depozitele pliocene au colmatat o a doua vale cu axul aproximativ corespunzător primei, însă cu o adîncime mult mai mică. În afară de aceste paleovăi, elementul structural de la Vîlcele este afectat de numeroase falii longitudinale și transversale. Această structură constituie o capcană complexă, de tip boltit și paleogeomorfic, pentru zăcăminte de petrol și gaze asociate, precum și de gaze libere în Oligocen și în Helvețian (Paraschiv, 1979 b).

În figura 2 este reprodusă o secţiune transversală prin această structură, prezentată în paralel cu efectul gravitaţional produs de aceasta. În acest caz anomalia cîmpului gravităţii are morfostructura unui minim asimetric, de asemenea cu unele microanomalii în zona apicală şi pe flancul ei nordic, atingînd o intensitate totală de 1,40 mgal. Chiar în condiţiile

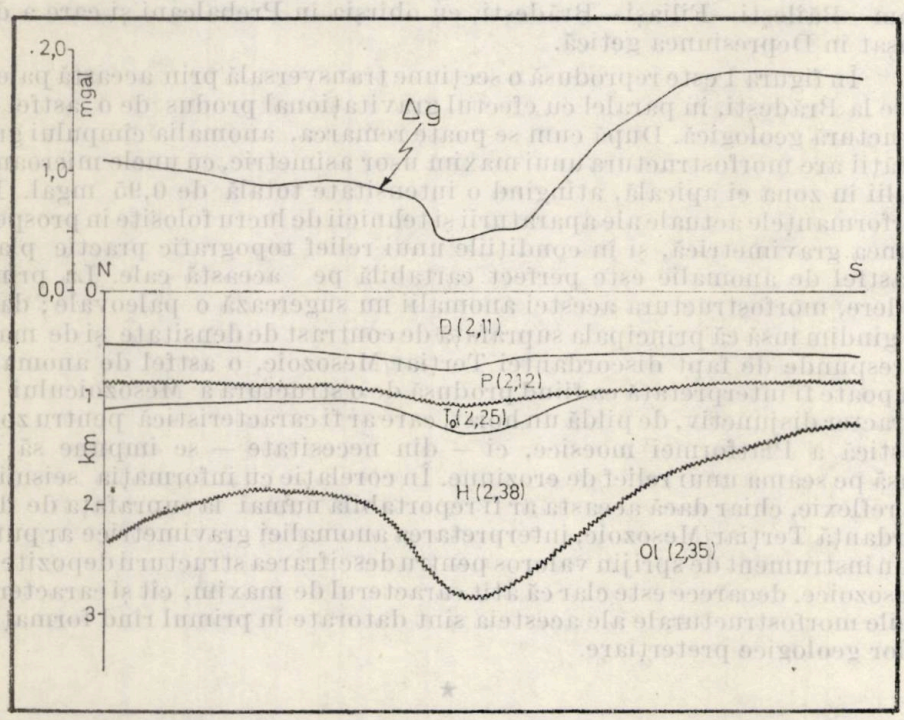


Fig. 2. — Efectul gravitaţional produs de-a lungul unui profil transversal de structura Vîlcele. Secţiunea geologică simplificată după D. Paraschiv, 1979 b. Cifrele din paranteze indică densitatea medie a formaţiunilor geologice.

unei zone colinare în care se situează această structură dar în care efectele de relief sînt destul de mici, o astfel de anomalie este cartabilă la un grad de încredere ridicat printr-o prospecţiune gravimetrică de detaliu. Principala limită de contrast de densitate şi de masă în acest caz se realizează pe suprafaţa de discordanţă stratigrafică dintre Pliocen şi prepliocen; contraste de densitate, respectiv de masă, sînt însă legate şi de limitele Dacian/Ponţian ca şi de Tortonian/Helveţian şi Helveţian/Oligocen, ceea ce explică morfostructura acestei anomalii. În orice caz, într-o situaţie geologică de tipul acesteia morfostructura anomaliei gravimetrice sugerează de la prima vedere că este produsă de o paleovale îngropată. Cu alte cuvinte, în zona Vîlcele corelaţia dintre morfostructura informaţiei gravimetrice şi forma structurală care o produce este foarte bună.

★

Din numai două cazuri nu se pot formula concluzii cu caracter general. Totuşi, unele observaţii merită a fi menţionate şi anume :

— Prin prospecţiunea gravimetrică este posibil să se detecteze existenţa unor forme structurale paleogeomorfice de tipul paleovăilor cu adîncimi de 200—700 m, situate în domenii de platformă sau de avanfosă şi în intervale de adîncime de 1 500—3 000 m.

— Anomaliile gravimetrice produse de astfel de forme structurale pot avea caracter de maxim sau de minim în funcţie de tipurile de structură, variaţiile de grosime şi de densitate ale formaţiunilor geologice care intră în constituţia acestora, de complicaţiile lor tectonice etc.

— Intensitatea anomaliilor gravimetrice obţinute în astfel de situaţii asigură cartarea lor cu o precizie cu totul satisfăcătoare.

Din cele de mai sus, ca şi din întreaga lucrare, se desprinde constatarea că prospecţiunea gravimetrică are capacitatea de a aduce unele informaţii utile la descifrarea structurii geologice ascunse şi în cazul formelor structurale paleogeomorfice. Ea nu poate în nici un caz substitui prospecţiunea seismometrică de reflexie. Însă, pe acele profile sau porţiuni de profile, în care informaţia seismică devine mai puţin concludentă sau este mai săracă în părţile inferioare ale secţiunii, efectuarea unor măsurători gravimetrice de detaliu cu echidistanţa între staţii de 200 m care pare cu totul satisfăcătoare poate aduce un plus de informaţii de loc neglijat.

În concepţia noastră, programul unei astfel de cercetări geofizice ar trebui să fie următorul :

— profil seismic de reflexie ;

— profil gravimetric de detaliu, total sau parţial, după caz ;

— calcularea efectului gravimetric al etajului superior din secţiunea seismică care prezintă un grad de încredere satisfăcător ;

— determinarea, prin scădere din anomalia cartată, a efectului gravimetric al etajului superior care va reprezenta deci numai efectul formaţiunilor geologice situate sub acesta ;

— interpretarea geologică a anomaliilor gravimetrice reziduale calculate în modul indicat mai sus, în corelaţie cu informaţiile seismice care eventual există pentru acest etaj inferior.

Pe o astfel de cale sîntem convinşi că eficienţa — atît geologică cît şi economică — a prospecţiunii geofizice în domeniul geologiei petrolului poate fi în multe cazuri îmbunătăţită.

Primit la redacţie 22 decembrie 1980

BIBLIOGRAFIE

PARASCHIV D. (1979 a), *Platforma moesică şi zăcămintele ei de hidrocarburi*, Edit. Academiei Bucureşti.

PARASCHIV D. (1979 b), *Romanian oil and gas fields*, Institute of Geology and Geophysics, Technical and Economical Series, A Series, No. 13, Bucharest.

KING HUBBERT M. (1948), *A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses*, Geophysics, **XIII**, 2, 215—225.

ON THE POSSIBILITIES OF GRAVIMETRIC SURVEY OF SOME PALAEOGEOMORPHICAL STRUCTURES

(ABSTRACT)

The gravitational effects of two palaeogeomorphical structures, turned into oil fields today, situated in very different geological conditions viz. the Brădeşti structure in the Moesian Platform and the Vîlcele one in the Getic Depression are reported. In either case gravity anomalies can be mapped with a high degree of confidence using the standard gravimetric survey technique. The findings revealed that geological interpretation of gravity anomalies correlated with reflexion seismics information can improve the efficiency of geophysical surveying of such structures which in many cases are favourable to hydrocarbons entrapment.

VARIANTE METODOLOGICE PETROMAGNETICE CU APLICAȚIE LA STUDIUL SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE A UNOR ȘISTURI EPIMETAMORFICE DIN MUNȚII POIANA RUSCĂ

II. MODELE DE DISTRIBUȚIE AREALĂ ȘI INTRINSECĂ A SUSCEPTIBILITĂȚII

S. RĂDAN și MARIA RĂDAN

Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București

INTRODUCERE

Tehnicile petromagnetice reprezintă una din contribuțiile deosebit de interesante ale metodelor geofizice la rezolvarea sau clarificarea unei game largi de probleme geologice. În acest sens, interpretarea modelelor de distribuție a valorilor de susceptibilitate a rocilor în cadrul unor anumite formațiuni sau zone mineralizate poate contribui la o mai bună înțelegere a factorilor petrogenetici care controlează acumularea preferențială a unor zăcăminte minerale.

Hărțile cu izosusceptibilități realizate pentru perisinclinalul Iazuri—Vlădeasa constituie un argument în sprijinul afirmațiilor făcute mai sus [1]. De fapt, ele reprezintă, totodată, și a treia variantă metodologică petromagnetică propusă spre comentariu în cuprinsul lucrării. Modelului de distribuție areală a susceptibilității i se adaugă, în finalul prezentului articol, acela al distribuției susceptibilităților principale în contextul analizării anizotropiei magnetice.

În acest fel, tabloul celor patru variante metodologice petromagnetice propus devine complet, două dintre ele, constituite în modele de distribuție verticală a susceptibilității, fiind discutate într-o primă parte [2] a acestei lucrări, dorită a avea, totuși, un caracter unitar.

DATE GEOLOGICE GENERALE

Cadrul geologic și structural al zonei Iazuri—Vlădeasa [3], investigată din punct de vedere petromagnetic, este reprezentat de un perisinclinal faliat, constituit din rocile epimetamorfice ale Seriei de Ghelar (fig. 1).

Într-o lucrare anterioară [2] au fost menționate cîteva date mineralogice și petrografice. Pentru fixarea sursei de informații privind susceptibilitatea magnetică — parametrul testat în scopul definirii altor

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 109—121, BUCUREȘTI, 1981

două variante metodologice petromagnetice — sînt prezentate în continuare numai unele elemente de sprijin.

Seria de Ghelar conţine materiale tufogene produse de faza principală a magmatismului bazic iniţial devonian, precum şi depozite terigene şi carbonatice, acumulate concomitent, metamorfozate în timpul fazei sudete a orogenezei hercinice [4]. Această serie include două com-

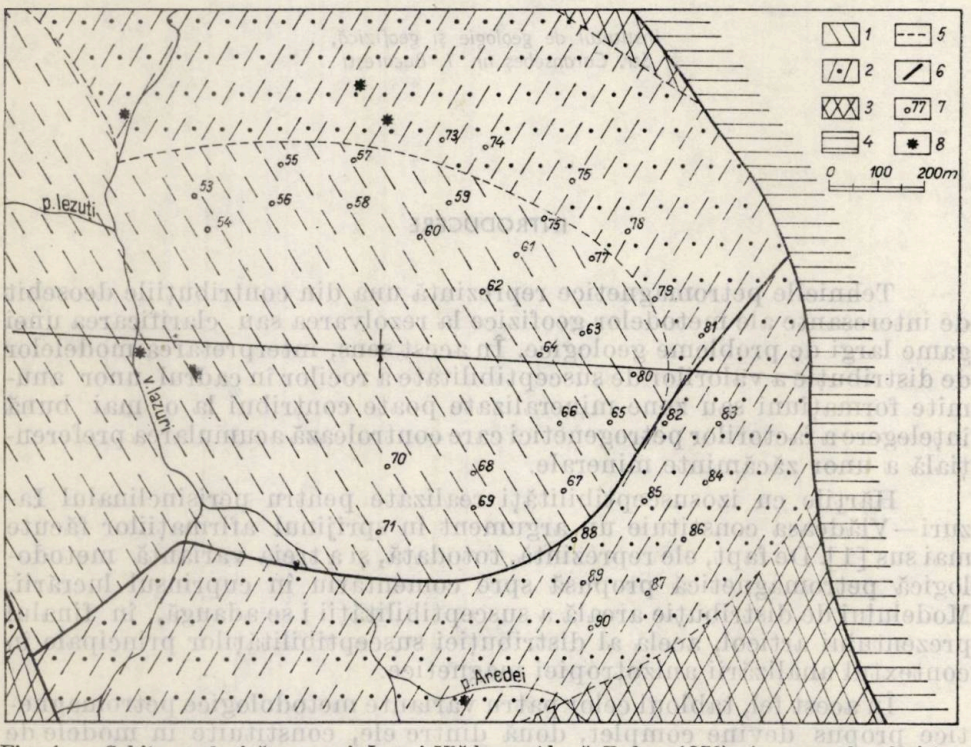


Fig. 1. — Schiţa geologică a zonei Iazuri-Vlădeasa (după Refec, 1976). 1 — complexul şisturilor sericito-clorito-cuarţoase (Gh_2; Devonian superior); 2 — orizontul principal (tufogen) al complexului şisturilor verzi tufogene (Gh_1; Devonian mediu); 3 — orizontul bazal (terigen) al complexului şisturilor verzi tufogene (Gh_1; Devonian mediu); 1, 2,3 — Seria de Ghelar; 4 — Seria de Govăjdia (Devonian inferior); 5 — limitele unităţilor metamorfice; 6 — falie; 7 — foraj de explorare; 8 — punct de prelevare a probelor orientate.

plexe: Gh_1 — complexul şisturilor verzi tufogene (Devonian mediu) şi Gh_2 — complexul şisturilor sericito-clorito-cuarţoase (Devonian superior).

Cele mai importante zone mineralizate sînt legate de orizontul tufogen principal al complexului Gh_1, bine dezvoltat în zona Iazuri—Vlădeasa. Mineralizaţia de fier apare sub formă diseminată (predominant), stratiformă şi lenticulară (subordonat), inclusă în şisturile verzi tufogene şi, într-o mai mică măsură, în rocile metamorfice terigene. Aceasta indică originea vulcanogen-sedimentară a depozitelor ferifere metamorfozate. Mineralele predominante sînt magnetitul, hematitul şi oligistul asociate cu calcopirită, pirită şi ilmenit (subordonate).

MODELE DE DISTRIBUȚIE A SUSCEPTIBILITĂȚII

Cele aproximativ 50 000 carote de șisturi epimetamorfice extrase din 37 foraje de explorare din zona perisinclinalului Iazuri—Vlădeasa (fig. 1) și măsurate cu kappametre de teren IMV-2 și KT-3 au constituit sursa datelor de observație utilizate la realizarea modelelor de hărți cu susceptibilități, alcătuite în două variante.

Colecția de probe orientate, prelevate [1] din cîteva aflorimente (fig. 1) situate în majoritate în complexul șisturilor verzi tufogene (Devonian mediu), două fiind din complexul șisturilor sericito-clorito-cuarțoase cu caracter terigen (Devonian superior) și măsurate cu aparatul Kappabridge KLY-1, a constituit sursa datelor de susceptibilități principale și a factorilor de anizotropie.

Aceste modele de distribuție a susceptibilității sînt comentate în continuare, în prezenta lucrare.

HĂRȚI CU SUSCEPTIBILITĂȚI

Dispunînd de valori de susceptibilitate magnetică cu o repartiție uniformă în suprafață se pot obține elemente interpretative suplimentare celor observate în modelele petromagnetice anterioare [2], prin realizarea *hărților cu susceptibilități*.

Alcătuite în varianta *cu hașuri*, ele constituie o metodă sugestivă de separare — din punct de vedere al susceptibilității magnetice — a diferitelor tipuri de roci sau formațiuni geologice, conferind acestui parametru magnetic calitatea de *indice petrografic*.

Într-o altă variantă, se pot realiza hărți de susceptibilități *cu izolinii*, care, în situația provenienței materialului de observație din măsurarea susceptibilității magnetice pe carote din foraje, sînt construite la diferite nivele, dobîndind în această alternativă metodologică noi calități [1, 5].

Harta cu izolinii $\varkappa$ (fig. 2) a fost alcătuită pe baza valorilor de susceptibilități medii, rezultate din considerarea tuturor carotelor măsurate, în timp ce harta $\varkappa$ din figura 3 a avut drept sursă de valori numai susceptibilitățile probelor de rocă din orizontul principal al complexului șisturilor verzi tufogene interceptate de aceleași foraje. Aceste imagini definesc un instrument util pentru localizarea zonelor unde șisturile cristaline din subsol, recomandate prin valori mai mari sau mai mici de susceptibilitate, conțin concentrații de magnetit mai mult sau mai puțin intense.

Corelarea deci, a datelor susceptibilimetrice cunoscute în anumite puncte din zona studiată, prin trasarea izoliniilor, conduce la definirea unui regim de variație areală a susceptibilității care, prin imaginea de ansamblu ce o oferă, poate furniza informații cu privire la prezența sau absența mineralelor magnetice în rocile din subsol, în cazul nostru în legătură cu distribuția mineralizației magnetitifere.

Această ultimă remarcă este bine subliniată și de hărțile cu susceptibilități — varianta în hașuri — prezentate în figurile 4 și 5, alcătuite

[1] Colectarea probelor orientate a fost realizată de geologul I. Refec împreună cu unul din autori (S.R.).

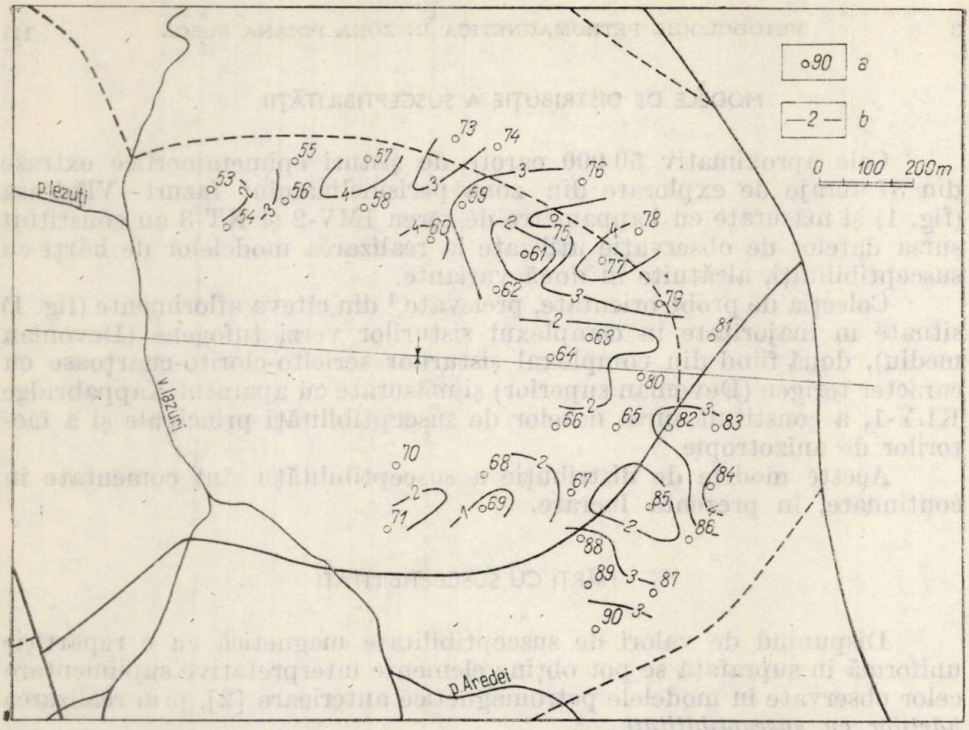


Fig. 2. — Hartă cu susceptibilități (varianta cu izolinii); valori medii pe foraje. *a* — foraj; *b* — izolinie $\varkappa$ (valoarea se înmulțește cu 10^{-3} u.e.m.CGS).

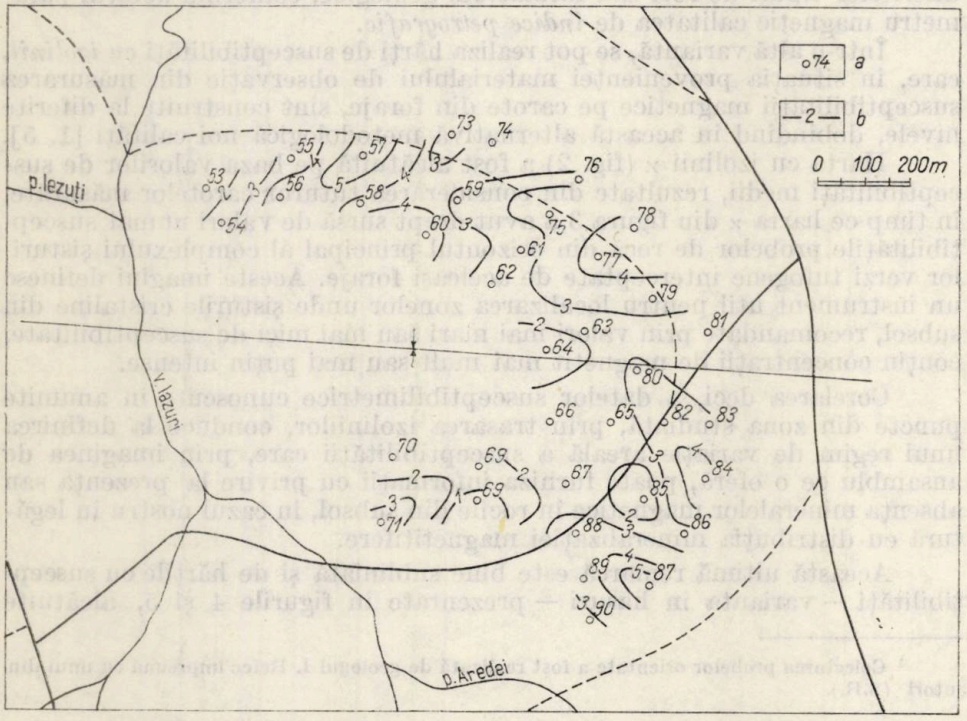


Fig. 3. — Hartă cu susceptibilități (varianta cu izolinii) la nivelul orizontului principal al complexului șisturilor verzi tufogene (*a*, *b* — pentru explicații vezi fig. 2).

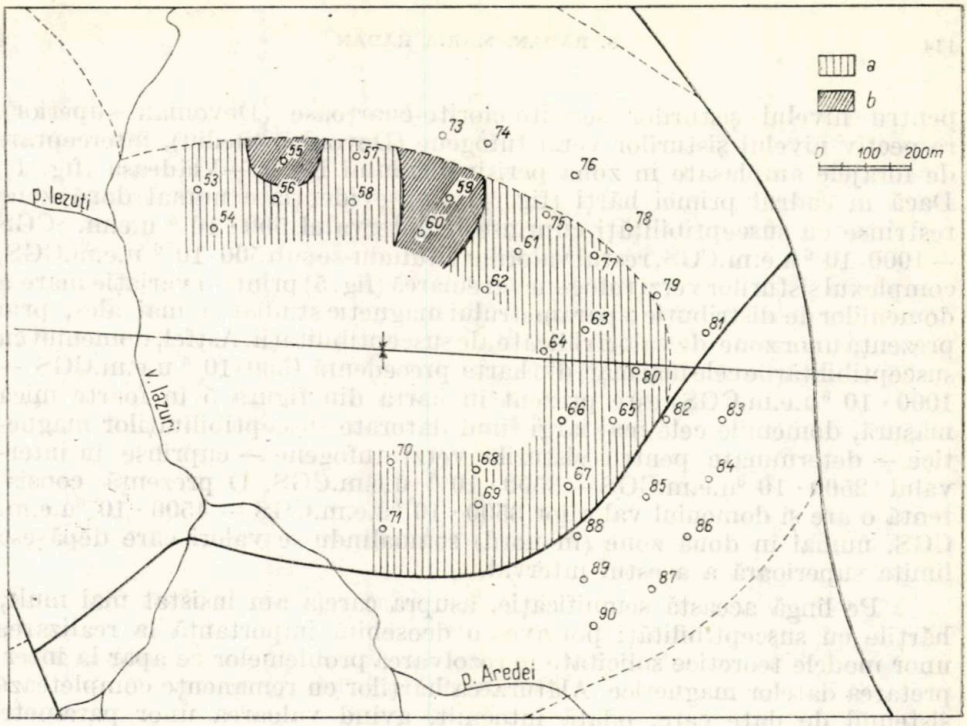


Fig. 4. — Hartă cu susceptibități (varianta în haşuri) la nivelul şisturilor sericito-clorito-cuarţoase (Devonian superior). *a* — sub $500 \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS ; *b* — $(500 \div 1000) \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS.

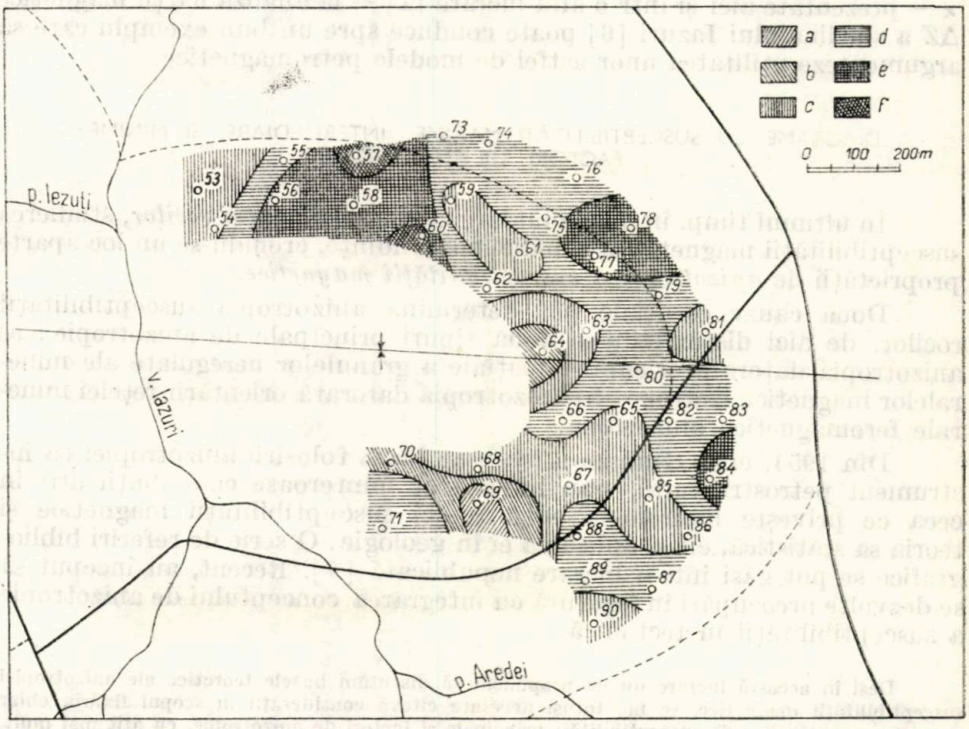


Fig. 5. — Hartă cu susceptibilităţi (varianta în haşuri) la nivelul şisturilor verzi tufogene (Devonian mediu). *a* — $(500 \div 1000) \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS ; *b* — $(1000 \div 1500) \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS ; *c* — $(1500 \div 2500) \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS ; *d* — $(2500 \div 3500) \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS ; *e* — $(3500 \div 4500) \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS ; *f* — $(4500 \div 5500) \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS.

pentru nivelul șisturilor sericito-clorito-cuarțoase (Devonian superior), respectiv nivelul șisturilor verzi tufogene (Devonian mediu), interceptate de forajele amplasate în zona perisinclinalului Iazuri—Vlădeasa (fig. 1). Dacă în cadrul primei hărți (fig. 4) sînt evidențiate numai două zone restrînse cu susceptibilități cuprinse în intervalul $500 \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS $-1000 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS, restul valorilor situîndu-se sub $500 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS, complexul șisturilor verzi tufogene se remarcă (fig. 5) printr-o variație mare a domeniilor de distribuție a parametrului magnetic studiat și mai ales, prin prezența unor zone de valori ridicate ale susceptibilității. Astfel, domeniul cu susceptibilitățile cele mai mari din harta precedentă ($500 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS — $1000 \cdot 10^{-6}$u.e.m.CGS) este prezent în harta din figura 5 în foarte mică măsură, domeniile cele mai largi fiind datorate susceptibilităților magnetice — determinate pentru șisturile verzi tufogene — cuprinse în intervalul $2500 \cdot 10^{-6}$u.e.m.CGS — $3500 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS. O prezență consistentă o are și domeniul valorilor $3500 \cdot 10^{-6}$u.e.m.CGS — $4500 \cdot 10^{-6}$u.e.m. CGS, numai în două zone (în nord) semnalîndu-se valori care depășesc limita superioară a acestui interval.

Pe lîngă această semnificație, asupra căreia am insistat mai mult, hărțile cu susceptibilități pot avea o deosebită importanță la realizarea unor modele teoretice solicitate în rezolvarea problemelor ce apar la interpretarea datelor magnetice. Alăturarea hărților cu remanențe completează sistemul de date care, odată întocmit, avînd valoarea unor parametri observați, are drept consecință atenuarea caracterului de nedeterminare al interpretării ridicărilor magnetometrice. Luarea în atenție a hărților $\varkappa$ — prezentate aici și într-o altă lucrare [1] — la analiza hărții magnetice ΔZ a sinclinalului Iazuri [6] poate conduce spre un bun exemplu care să argumenteze utilitatea unor astfel de modele petromagnetice.

DIAGRAME CU SUSCEPTIBILITĂȚI MAXIME, INTERMEDIARE, ȘI MINIME; FACTORI DE ANIZOTROPIE

În ultimul timp, în domeniul larg al *magnetismului rocilor*, studierea susceptibilității magnetice a căpătat noi tendințe, creîndu-se un loc aparte proprietății de *anizotropie a susceptibilității magnetice*.

Două cauze esențiale pot determina anizotropia susceptibilității rocilor, de aici distingîndu-se două tipuri principale de anizotropie: a) anizotropia datorată orientării spațiale a granulelor neregulate ale mineralelor magnetice izotrope; b) anizotropia datorată orientării rețelei minerale feromagnetice anizotrope.

Din 1954, cînd Graham a avansat ideea folosirii anizotropiei ca instrument petrostructural, s-au înregistrat numeroase contribuții atît în ceea ce privește metrologia anizotropiei susceptibilității magnetice și teoria sa statistică, cît și aplicarea ei în geologie. O serie de referiri bibliografice se pot găsi într-o lucrare nepublicată [7]. Recent, au început să se dezvolte preocupări în legătură cu integrarea conceptului de anizotropie a susceptibilității în tectonică.

Deși în această lucrare nu ne propunem să discutăm bazele teoretice ale anizotropiei susceptibilității magnetice, se fac totuși necesare cîteva considerații în scopul fixării, chiar și sumar, a noțiunilor de susceptibilități principale și factori de anizotropie, cu atît mai mult,

cu cît datele prezentate aici constituie o primă apariție a acestei problematici în literatura noastră de specialitate.

Susceptibilitatea unui mediu magnetic liniar anizotrop este descrisă de un tensor de ordinul doi (tensor susceptibilitate) cu șase componente independente k_{11}, k_{22}, k_{33}, k_{12}, k_{13}, k_{23}. Fiecărei direcții **d** în mediul considerat i se poate asocia o așa-numită *susceptibilitate direcțională* $\varkappa_D$, care reprezintă o anumită *proiecție* a tensorului susceptibilitate în direcția dată [8, 9]. Acest tensor susceptibilitate este interpretat geometric prin *elipsoidul susceptibilitate* (fig. 6). Direcțiile axelor elipsoidului sînt numite direcțiile principale ale susceptibilității care, corespunzător, determină definirea *susceptibilităților principale* (maximă, intermediară și minimă). *Susceptibilitatea maximă* (k_1) este situată în direcția axei celei mai scurte a elipsoidului (fig. 6), cea *minimă* (k_3) în direcția axei celei mai lungi a elipsoidului, iar *susceptibilitatea intermediară* (k_2), în direcția axei perpendiculare la cele două menționate [10]; planul care conține susceptibilitățile maximă și intermediară este numit *planul susceptibilității maxime*. Eșantionul fiind prelevat orientat, susceptibilitățile magnetice principale sînt reprezentate în proiecție stereografică (fig. 7).

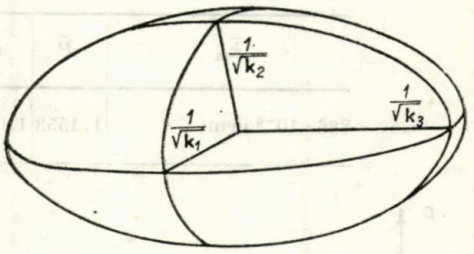


Fig. 6. — Elipsoidul susceptibilitate.

O altă caracteristică a unui mediu anizotrop este *susceptibilitatea medie* (k_m), definită ca valoarea medie a tuturor susceptibilităților direcționale sau mai general, ca o medie aritmetică

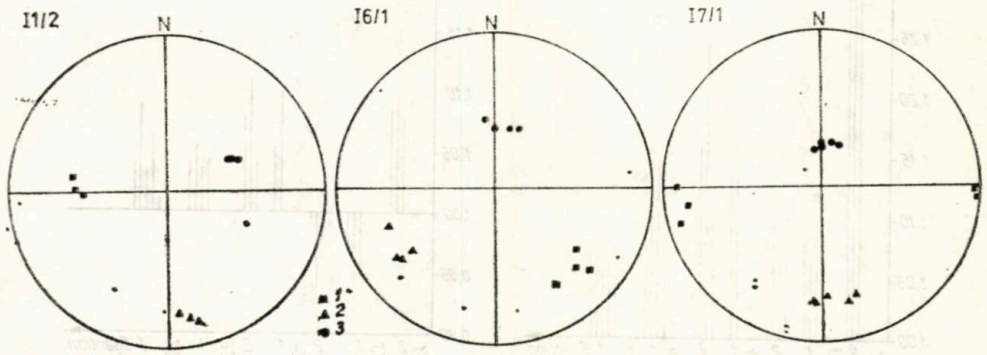


Fig. 7. — Direcțiile susceptibilităților magnetice principale pentru șisturi epimetamorfice din zona Iazuri—Vlădeasa. 1 — direcția susceptibilității maxime; 2 — direcția susceptibilității intermediare; 3 — direcția susceptibilității minime.

a trei susceptibilități direcționale măsurate în trei direcții arbitrare, perpendiculare una pe alta. Dacă domeniul este izotrop, susceptibilitatea medie este aceeași cu suceptibilitatea scalară.

Șase relații între susceptibilitățile principale definesc tot atîția factori de anizotropie și anume: $P = k_1/k_3$ (*gradul de anizotropie*), $L = k_1/k_2$ (*liniație magnetică*), $F = k_2/k_3$ (*foliație magnetică*), $E = k_2^2/k_1 \cdot k_3$ (*elipsoidul susceptibilitate*), $k_p = (k_1 + k_2)/2k_3$ și $k_p = 2k_1/(k_2 + k_3)$, ultimii doi factori indicînd *gradul orientării plan-paralele*, respectiv *liniar-paralele* pentru mineralele feromagnetice dintr-o rocă. Hanna [11], comentînd o serie de metode de analiză a anizotropiei susceptibilității magnetice, prezintă și alte expresii, cu diferite semnificații, ce caracterizează această proprietate petromagnetică.

Rezultatele experimentale obținute pe cîteva eșantioane orientate din zona Iazuri au fost sintetizate în tabelul 1 și figura 8.

Probele prelevate din mai multe aflorimente de șisturi epimetamorfice (fig. 1), prezintă caracteristicile obișnuite ale rocilor metamorfice [12], cu un grad de anizotropie ridicat, frecvența cea mai mare fiind în intervalul 1,1—1,2 (fig. 9).

Tabelul 1

Susceptibilitatea medie ($\bar{k}_m$) și factorii de anizotropie $\bar{P}$, $\bar{L}$, $\bar{F}$, $\bar{E}$, $\bar{k}_p$, și $\bar{k}_l$ pentru probe de șisturi epimetamorfice din zona Iazuri-Vlădeasa (valori medii)

$\bar{k}_m$	$\bar{P}$	$\bar{L}$	$\bar{F}$	$\bar{E}$	$\bar{k}_p$	$\bar{k}_l$
$866 \cdot 10^{-6}$ uemCGS	1,1553	1,0559	1,0932	1,0354	1,1025	1,1243

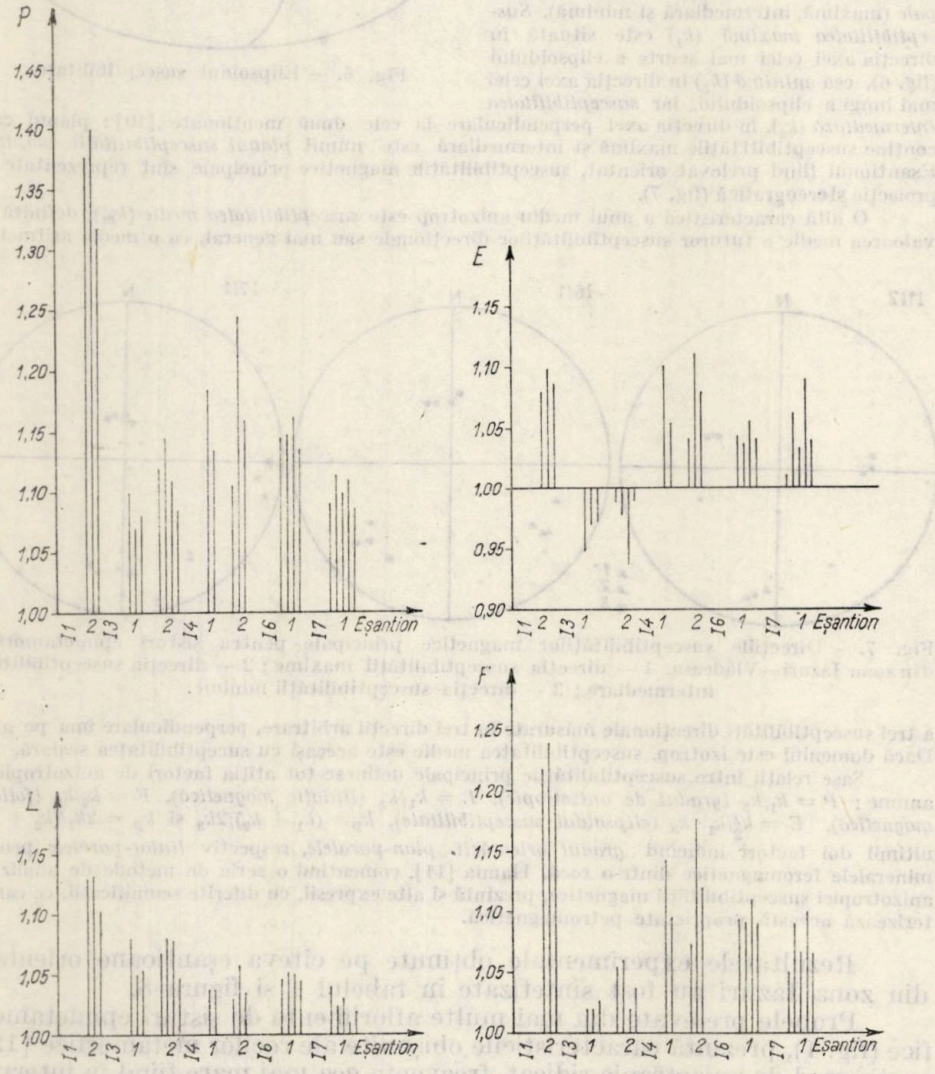


Fig. 8. — Distribuția valorilor factorilor de anizotropie P, E, L și F pentru probe de șisturi epimetamorfice din zona Iazuri—Vlădeasa.

Testele de anizotropie, aplicate eşantioanelor ale căror susceptibilităţi principale sînt reprezentate în figura 10, confirmă anizotropia lor şi indică faptul că, pentru probele din complexul şisturilor verzi tufogene, elipsoidul susceptibilitate este *triaxial* (fig. 10 a), iar pentru cele din com-

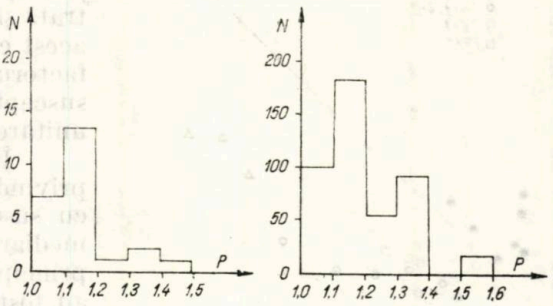


Fig. 9. — Histograme ale gradului de anizotropie *P*. *a* — şisturi epimetamorfice din zona Iazuri—Vlădeasa ; *b* — roci metamorfice (după Janák, 1972).

plexul şisturilor sericito-clorito-cuarţoase, elipsoidul susceptibilitate este *rotaţional* (fig. 10 b). În acest al doilea caz, orientarea mineralelor feromagnetice este plan-paralelă (fig. 8), structura fiind de tip *turtit* (engl. *oblate*

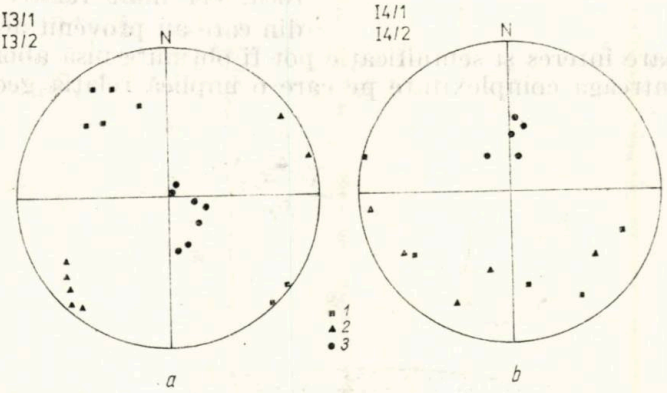


Fig. 10. — Direcţiile susceptibilităţilor magnetice principale pentru şisturi epimetamorfice din zona Iazuri—Vlădeasa. (1, 2, 3 — pentru explicaţii vezi fig. 7).

fabric), în timp ce în primul caz distribuţia mineralelor feromagnetice este predominant liniar-paralelă (fig. 8), structura fiind de tip *alungit* (engl. *prolate fabric*). Orientarea preferenţială a mineralelor feromagnetice influenţează forma elipsoidului susceptibilitate, existînd astfel posibilitatea studierii structurii magnetice a rocilor. Schimbările formei elipsoidului susceptibilitate din timpul metamorfismului progresiv [13] pot fi reprezentate prin diagrame ale anizotropiei magnetice (fig. 11).

Imaginile anizotropiei magnetice [13] sînt alcătuite luînd în ordonată şi abscisă doi dintre factorii de anizotropie definiţi anterior, *L*, respectiv *F*. Parametrul $D = (F - 1)/(L - 1)$ poate furniza date asupra formei elipsoidului susceptibilitate [14], caracterizînd gradul *aplatizării* acestuia (engl. *flattening*). Pentru o anumită unitate de roci, prin intermediul reprezentării grafice din figura 11, este descris *cîmpul anizotropiei magnetice*. Dreapta avînd panta egală cu 1 şi care trece prin origine separă *elipsoizii* predominat *turtiţi* (engl. *oblate ellipsoid*) de cei predominant *alungiţi* (engl. *prolate ellipsoid*) sau, în termenii *structurii magnetice* (engl. *magnetic fabric*), domeniul *aplatizării* (engl. *flattening*) de acela al *comprimării* (engl. *constriction*).

În acest context, în partea stîngă a bisectoarei reprezentate (fig. 11), sînt foarte bine separați elipsoizii alungiți sau eșantioanele de șisturi verzi tufogene I 3/1 și I 3/2 cu structură magnetică de tip alungit (*prolate fabric*), confirmînd situația ilustrată și de figura 8, unde, pentru acest caz, în mod corespunzător, factorul de anizotropie *E* (elipsoid susceptibilitate) are valori subunitare.

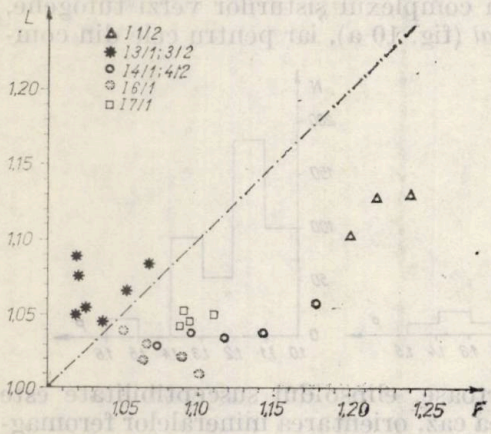


Fig. 11. — Diagrama anizotropiei magnetice pentru șisturi epimetamorfice din zona Iazuri—Vlădeasa.

În sfîrșit, cîteva considerații privind semnificația diagramelor cu susceptibilități maxime, intermediare și minime, precum și a principalilor factori de anizotropie au fost pe scurt prezentate aici. Ne-am referit, în special, la anizotropia susceptibilității magnetice în legătură cu eșantionul de rocă, cel mult relativ la probele din care au provenit acestea. Elemente de mare interes și semnificație pot fi obținute însă abordînd acest subiect în întreaga complexitate pe care o implică relația geometrică în

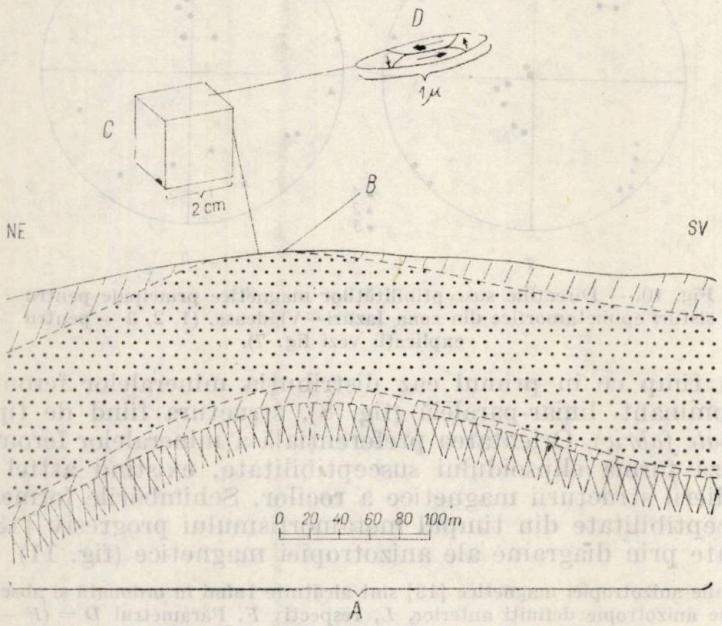


Fig. 12. — Schiță idealizată cu entitățile ce posedă anizotropie a susceptibilității magnetice (compilație după Hanna, 1977).

care se află, în mod normal, principalele entități ce posedă anizotropie a susceptibilității (fig. 12) : formațiunea de roci *A*, afloriment *B*, eșantion

cu granule de magnetit *C*, granulă de magnetit conținînd domenii magnetice *D*.

Introducerea studiului anizotropiei susceptibilității magnetice, așa cum sumar s-a intenționat a se sugera aici sub forma unei ultime variante metodologice, poate determina însușirea a încă unui instrument util de investigare a alcătuirii magnetice a rocilor, cu numeroase aplicații la analiza orientării preferențiale a mineralelor magnetice sau a transformărilor pe care acestea le-au suferit în cadrul rocilor. Pe de altă parte, considerarea anizotropiei susceptibilității magnetice la interpretarea anomaliilor magnetice sau în legătură cu determinarea direcției vectorului magnetizare remanentă, aceasta din urmă în special pentru scopuri paleomagnetice, justifică o dată mai mult necesitatea intensificării utilizării acestei variante metodologice petromagnetice în geofizică și geologie.

CONCLUZII

La baza realizării modelelor de distribuție a susceptibilității prezentate în această lucrare — ne referim și la prima parte [2] — s-a aflat un bogat material de observație, constituind, fără îndoială, un punct de sprijin important în elaborarea lor.

Valorile susceptibilităților magnetice ale celor peste 50 000 de carote din foraje de explorare amplasate în zona perisinclinalului Iazuri (Munții Poiana Ruscă), integrate în datele geologice, geochimice, de distribuție a magnetitului în adîncime, au condus la obținerea unor rezultate de interes privind variația parametrului petromagnetic luat în atenție și, în general, la conturarea unor procedee de analiză în domeniul studierii proprietăților magnetice ale rocilor.

Deși prezentate separat, modelele comentate se leagă într-un sistem unitar de investigare a susceptibilității magnetice — imaginile sporesc în semnificație de la graficele de variație a parametrului în discuție, secțiunile verticale, la hărțile cu susceptibilități și diagramele cu susceptibilități principale și factori de anizotropie — definind o serie de variante metodologice petromagnetice.

Cîteva aprecieri pe marginea acestora se impun în final.

Traversarea orizontului principal al complexului de șisturi verzi tufogene (Devonian mediu) se reflectă în graficele de variație a susceptibilității magnetice [2] prin creșteri ale parametrului magnetic studiat, în timp ce la intrarea în șisturile terigene din orizontul bazal (Devonian mediu) sau la traversarea complexului șisturilor sericito-clorito-cuarțoase (Devonian superior), variațiile susceptibilității sînt, obișnuit, slabe. Faptul este datorat, în esență, interceptării mineralizației magnetitifere, respectiv absenței acesteia.

O serie de precizări privind situarea acestei surse perturbatoare — pentru regimul de susceptibilitate — în cadrul orizontului principal de șisturi verzi tufogene sînt aduse de secțiunile verticale de variație a susceptibilității [2], ele putînd chiar servi la alcătuirea unor modele structurale, și de hărțile cu susceptibilități, realizate la diferite nivele; pe lîngă funcția unor filtre, acestea din urmă pot conferi parametrului magnetic investigat și calități petrogenetice [1].

Diagramele cu susceptibilităţi principale (maximă, intermediară şi minimă) precum şi factorii de anizotropie au condus la obţinerea unor date inedite în studierea susceptibilităţii magnetice, prin analiza proprietăţii sale de anizotropie. Gradul mare al acesteia (factorul P), determinat pentru şisturile epimetamorfice din zona Iazuri—Vlădeasa, este în conformitate cu alte date din literatura de specialitate [12]. Totodată, caracteristicile elipsoidului susceptibilitate furnizează informaţii cu privire la structura magnetică a tipurilor de roci cuprinse în complexul şisturilor verzi tufogene — în care este semnalată prezenţa intensă a magnetitului — şi complexul şisturilor sericito-clorito-cuarţoase.

Se poate deci afirma că lărgirea progresivă a complexităţii variantelor metodologice selectate în această lucrare (în două părţi) are loc în sensul completării continue cu informaţii legate de susceptibilitatea magnetică, în corelaţie cu date mineralogice, petrografice, structurale, tectonice, diversificîndu-se astfel semnificaţia fizică şi geologică a studiului petromagnetic realizat.

Variantelor petromagnetice semnalate în lucrare, menţionînd caracterul redus al abordării de pînă acum (secţiuni verticale şi hărţi cu susceptibilităţi) sau noutatea abordării (anizotropia susceptibilităţii magnetice), le atribuim, în special, calităţi metodologice. Dealtfel, interpretarea datelor noastre nu a ieşit prea mult din acest cadru. Considerăm totuşi că, prin testarea a tot atîtor procedee de analiză a susceptibilităţii magnetice pe şisturi epimetamorfice ale perisinclinalului Iazuri—Vlădeasa (Munţii Poiana Ruscă), am reuşit să recomandăm un instrument util de investigare geofizică şi geologică.

Autorii doresc să exprime mulţumirile lor geologului Silviu Rădan, pentru preţioasele observaţii şi sugestii făcute pe parcursul realizării lucrării de faţă, precum şi geologului Ioan Refec, pentru solicitudinea din perioada acumulării materialului de observaţie.

Primit la redacţie 27 decembrie 1979

BIBLIOGRAFIE

S. RĂDAN, S. RĂDAN, *An application of the magnetic susceptibility in geology*. Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr.-Géophysique, **24**, 2, 269—275 (1980).

S. RĂDAN, M. RĂDAN, *Variante metodologice petromagnetice cu aplicaţie la studiul susceptibilităţii magnetice a unor şisturi epimetamorfice din Munţii Poiana Ruscă (I) Modele de distribuţie verticală a susceptibilităţii*. St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geofizică, **18**, 139—150 (1980).

I. REFEC, *Raport geologic*. Arh. MMPG, 1976.

H. KRÄUTNER, M. MUREŞAN, V. ILIESCU, S. MÎNZATU, E. VÂJDEA, A. TĂNĂSESCU, M. IONCICA, A. ANDAR, S. ANASTASE, *Devonian-Carboniferul inferior epimetamorfic din Poiana Ruscă*, D.S. Inst. Geol., LIX/4 (1973).

S. RĂDAN, S. RĂDAN, M. RĂDAN, *Posibilităţi de valorificare a datelor de susceptibilitate magnetică în geologie*. Com. şt., Simp. naţional de geofizică aplicată şi fizica Pămîntului, 28—30 noiembrie, Bucureşti (1978).

R. BOTEZATU, GH. GHEREA, D. ROMANESCU, V. VÂJDEA, M. VISARION, *Prospectarea geofizică a zăcămintelor de minereuri*. Editura tehnică, Bucureşti, 1976.

S. RĂDAN, *Procese fizice şi suportul mineralogic în mecanismul magnetizării şi demagnetizării rocilor*. Referat doctorat, Universitatea Bucureşti, 1978.

V. JELÍNEK, *Precision A.C. bridge set for measuring magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy*. Studia geoph. et geod., *17*, 36—48 (1973).

V. JELÍNEK, *The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application*. Geofyzika, Brno, 5—88, 1977.
F. HROUDA, *Anizotropie magnetické susceptibility hornin a její význam pro petrotektoniku*, Čas. mineral. geol., **14**, *1*, 119—124 (1969).
W. F. HANNA, *Weak-field magnetic susceptibility anisotropy and its dynamic measurement*. Geol. Surv. Bull., 1418, 1—73 (1977).
F. JANÁK, *Magnetic susceptibility anisotropy of various rock types and its significance for geophysics and geology*. Geophys. Prosp., XX, *2*, 375—384 (1972).
F. HROUDA, F. JANÁK, *The changes in shape of the magnetic susceptibility ellipsoid during progressive metamorphism and deformation*. Tectonophysics, 34, 135—148 (1976).
F. HROUDA, *The strain interpretation of magnetic anisotropy in rocks of the Nízký Jeseník Mountains (Czechoslovakia)*. Sbor. geol. Věd, Ř. UG, **16**, 27—62 (1979).

PETROMAGNETIC METHODOLOGICAL ALTERNATIVES APPLIED TO THE MAGNETIC SUSCEPTIBILITY STUDY OF EPIMETAMORPHIC SCHISTS FROM THE POIANA RUSCĂ MOUNTAINS

(II). PATTERNS OF AREAL AND INTRINSIC DISTRIBUTION OF SUSCEPTIBILITY

(ABSTRACT)

On the basis of abundant observation data regarding the magnetic susceptibility measured on more than 50,000 core samples from the exploration wells in the Iazuri—Vlădeasa area (Poiana Ruscă Mountains, Romania), some aspects of petromagnetic methodology are analysed.

Four methodological alternatives have been elaborated, each with a magnetic susceptibility distribution pattern. Two of these petromagnetic patterns are discussed in the first part of the paper. The susceptibility maps — presented in two variants here — give some useful information concerning the two complexes of the Ghelar series which characterize the Iazuri perisynclinal structure green tuffogene schists — Middle Devonian and sericito-chlorito-quartzose schists — Upper Devonian). The magnetite-bearing mineralization distribution within the first complex mentioned is clearly outlined by means of this petromagnetic pattern. Finally, experimental results in connection with the magnetic susceptibility anisotropy of the epimetamorphic schists from the Iazuri—Vlădeasa zone are presented. Some elements regarding the magnetic fabric of the rocks are given.

PETROMAGNETIC METHODOLOGICAL ALTERNATIVES APPLIED TO THE MAGNETIC SUSCEPTIBILITY STUDY OF EPIMETAMORPHIC SCHISTS FROM THE POIANA RUSCĂ MOUNTAINS

POSIBILITĂȚI DE EVIDENȚIERE A ACCIDENTELOR TECTONICE PE BAZA MĂSURĂTORILOR ELECTROMETRICE ȘI SEISMOMETRICE

T. ORBAN

Universitatea din București

H. MITROFAN

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București

Decroșările intraformaționale sînt accidente tectonice a căror identificare este deosebit de importantă, mai ales în hidrogeologie, datorită faptului că ele constituie căi preferențiale de circulație a apelor subterane. Deoarece acest tip de falii sînt greu de cartat direct pe teren, mai ales în cazul rocilor cu o monotonie litologică pronunțată — cum sînt calcarele —, evidențierea acestora se poate face pe baza măsurătorilor electrometrice și seismometrice.

Principiile de bază utilizate în prospectarea geofizică a faliilor în calcare și a zonelor carstificate care le însoțesc au fost enunțate de Astier [2] și pot fi rezumate astfel :

a) Profilele de rezistivitate executate transversal pe falii cu mare extindere laterală, avînd o lățime a zonei carstificate de minim 10 m și o dezvoltare în adîncime de minim 100 m, vor evidenția un minim pronunțat de rezistivitate. Din punct de vedere fizic fenomenul poate fi explicat prin creșterea cu 10—20 % a porozității rocii în zona tectonizată fapt ce va determina sub nivelul hidrostatic o reducere a rezistivității reale în proporție de 1 : 5. Dacă se va efectua o profilare electrometrică cu un dispozitiv gradient a cărui distanță între electrozii *MN* va fi egală cu jumătate din lățimea zonei carstificate, se va putea constata scăderea de circa trei ori a rezistivității aparente. Această scădere este însă mult mai puțin pronunțată, dacă partea superioară uscată a zonei de carstificare are o rezistivitate apropiată de cea corespunzătoare restului masivului calcaros.

b) Creșterea porozității de la 10 la 20 % va determina o scădere a vitezei de propagare a undelor elastice de la 4800 m/s la 3800 m/s pentru zona înecată a rocii. Cum în general nivelul hidrostatic se află la o adîncime mare, vitezele de propagare vor fi mai mici decît cele presupuse. Aceasta va conduce la existența unor contraste mari de viteze între zona tectonizată și restul masivului, fapt ce poate fi pus în evidență pe hărțile de viteze obținute din măsurătorile seismice de reafracție.

---

[1] Lucrare susținută la al XI-lea Simpozion de fizica Pămîntului și geofizică aplicată, decembrie 1980.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 123—128, BUCUREȘTI, 1981

Literatura de specialitate menționează numeroase exemple de foraje cu debite specifice deosebit de ridicate care au fost amplasate pe zone de minim de rezistivitate sau de viteze de propagare a undelor seismice.

În vederea evidențierii unor zone carstificate, în zona Colonovăț—Anina au fost executate o serie de măsurători geofizice [3, 4] a căror prelucrare a urmărit identificarea unor decroșări intraformaționale. Premizele pentru a suspecta existența lor erau cele două izvoare carstice din estul perimetrului prospectat. Trebuie subliniat faptul că în condițiile unei structuri monoclinale, cum este cazul platoului Colonovăț—Anina, eventualele goluri carstice existente nu s-au putut forma decît în apropierea unei decroșări cu care trebuie să se afle în relații spațiale destul de stricte.

Avînd în vedere că prezența unei fracturi de forfecare, chiar cu extindere redusă, poate fi identificată pe baza măsurătorilor geofizice mai ușor decît golurile carstice, într-o primă etapă a interpretării datelor de teren s-a trecut la identificarea faliilor.

Analiza hărților de rezistivitate aparentă și de viteze de propagare pun în evidență numeroase axe de minim rezistiv și de viteze convergente în zona fiecărui izvor, fiind dificil să se identifice care dintre ele pot fi atribuite unor falii.

În această etapă a interpretării este util a se lua în considerare o serie de concluzii privitoare la distribuția eforturilor în masiv prezentate de Anderson [5] și Duda [1] pe baza unui model teoretic al unei fracturi de forfecare.

Anderson alege un model teoretic de forma unei elipse deformate (una dintre axe este egală cu zero) care este supus unui cimp de compresiune a cărui direcție face 45° cu cea a fracturii, pentru care se calculează distribuția eforturilor în jurul unei fracturi deschise (fără transmiterea stresului de forfecare peste planul acesteia).

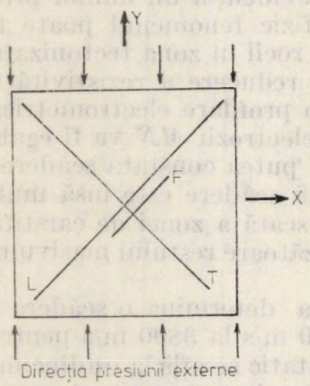


Fig. 1. — Model experimental (după Duda [1]) F — fractură; L — profil longitudinal de măsură; T — profil transversal de măsură.

Duda utilizează un model fizic (fotoelastic) pentru determinarea distribuției eforturilor atît pentru o fractură fără transmiterea stresului cît și pentru unele fracturi unde acest lucru este considerat posibil, aplicînd eforturile de compresiune la 45° și 22,5° față de direcția faliei (fig. 1).

Pe baza determinărilor efectuate autorul prezintă variația eforturilor normale σ pe un profil perpendicular pe fractură și pe unul paralel cu ea, sub forma raporturilor σ_x/σ_0 și σ_y/σ_0 unde:

σ_x — este efortul pe direcție perpendiculară pe cîmpul exterior de compresiune;

σ_y — efortul pe direcție paralelă cu cîmpul exterior;

σ_0 — mărimea, în valoare absolută, a efortului exterior aplicat.

Măsurătorile efectuate pe un profil T perpendicular pe fractură (în absența transmiterii stresului de forfecare și cu o forță exterioară aplicată

la 45°) pun în evidență o creștere a tensiunii σ_x către două maxime situate simetric față de fractură, pentru ca în dreptul acesteia să se manifeste o scădere bruscă, o trecere chiar la o compresiune (fig. 2). σ_y este pe tot profilul o compresiune cu valori absolute întotdeauna mai mari decît σ_x.

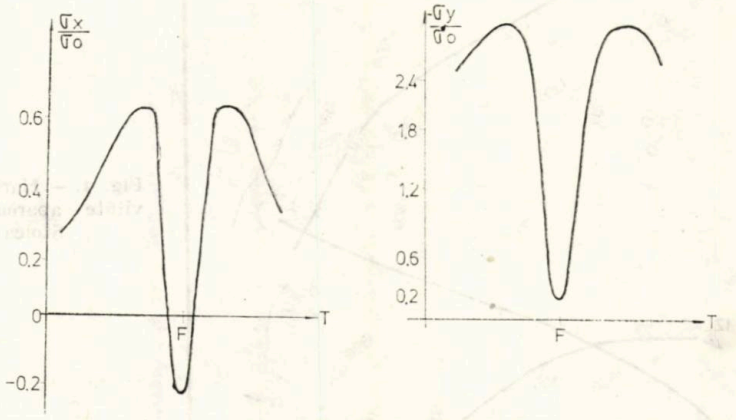


Fig. 2. — Variația componentelor tensiunii de-a lungul profilului transversal (după Duda [1]).

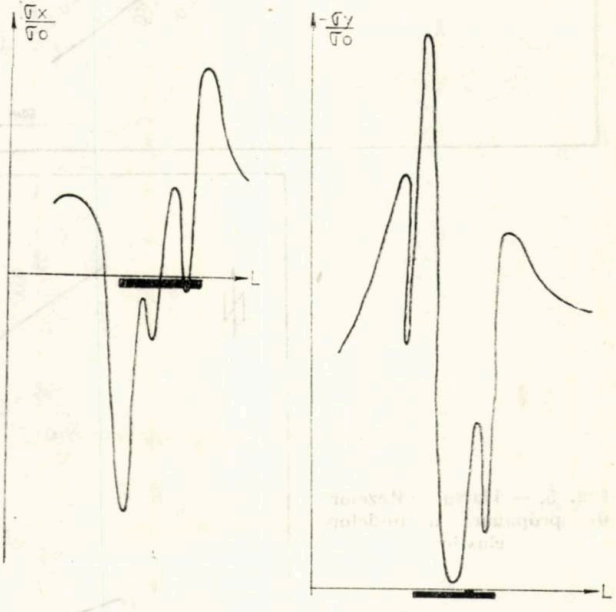


Fig. 3. — Variația componentelor tensiunii de-a lungul profilului longitudinal (după Duda [1]).

Graficul de variație al acestei mărimi prezintă de asemenea două maxime simetrice în apropierea fracturii, în valoare de 2,6 σ_0, ca apoi să scadă brusc în dreptul acesteia la 0,2 σ_0.

Pe profilul longitudinal L (fig. 3), atît σ_x cît și σ_y prezintă aceleași maxime în apropierea fracturii dar cu o variație mult mai rapidă și mai

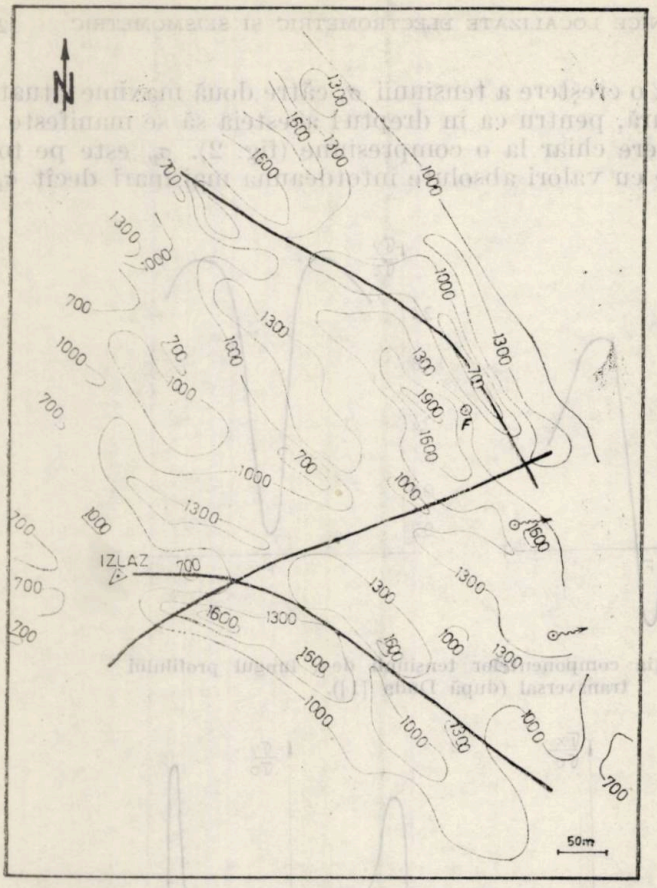


Fig. 4. — Harta de rezistivitate aparentă (după Stoica [4]).

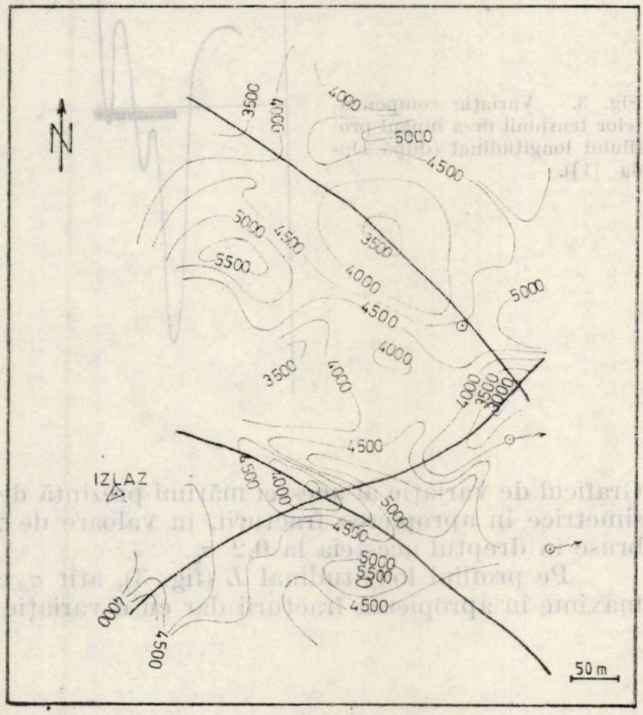


Fig. 5. — Harta vitezelor de propagare a undelor elastice.

complicată decît în cazul profilului transversal. Această variație rapidă, nesimetrică, față de centrul figurii, este datorată tendinței acesteia de a se roti sub acțiunea cîmpului exterior de forțe.

Din cele prezentate mai sus, rezultă prezența unui cîmp de eforturi de compresiune ce atinge valori maxime (de cîteva ori mai mari decît efortul exterior) în două zone situate simetric față de planul faliei și un minim de compresiune (de cîteva ori mai mic decît efortul exterior) chiar în planul de rupere.

De asemenea este important de subliniat că prezența cîmpului de eforturi de comprimare conduce la creșterea presiunii la care este supusă roca respectivă, determinînd o creștere a rezistivității și vitezei de propa-

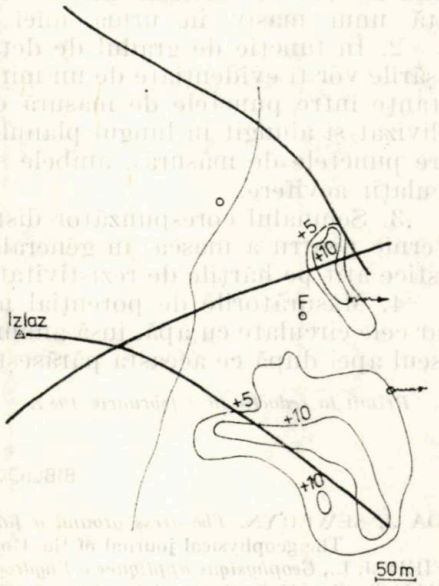


Fig. 6. — Harta de polarizație naturală (după Stoica [4]).

gare a undelor elastice în zona respectivă. Prin analogie cu experiențele efectuate pe alte tipuri de roci, menționate în literatura de specialitate, se poate considera că variației vitezei în masivul de calcar de la 3000 m/s la 5500 m/s, îi corespunde o variație de 10—15 ori a efortului aplicat.

Pe baza concluziilor enunțate anterior s-a continuat interpretarea datelor din perimetrul Colonovăț separînd zonele unde între două axe de maxim se găsește una de minim. S-au identificat astfel trei zone perfect corelabile pe hărțile de rezistivitate și de viteze. Pe baza acestora s-au putut trasa trei falii care se intersectează două cîte două în dreptul izvorului nordic și respectiv la circa 200 m est de punctul Islaz (fig. 4 și 5). Decroșarea nordică a fost interceptată de un foraj care a prezentat pierderi parțiale de fluid și în care a fost evidențiată o circulație acviferă localizată între adîncimile 17,5—19 m.

Se poate observa că cele două izvoare din zonă nu se găsesc strict în aflorimente ale decroșărilor. Datele electrometrice evidențiază însă pronunțate axe pozitive de potențial natural (fig. 6) care leagă fiecare izvor de planul faliei propriu-zise.

Zonele de intersecție a decroșărilor pot pune unele probleme deosebite așa cum este cazul intersecției situate la 200 m est de punctul Islaz unde ar exista un gol dezvoltat predominant pe verticală și a cărui extindere poate ajunge pînă în apropierea suprafeței.

Faptul este confirmat și de singura anomalie microgravimetrică din zonă care nu a putut fi atribuită unei îngroșări a stratului de deluviu.

CONCLUZII

1. Analiza hărților de rezistivitate aparentă și de viteze de propagare a undelor elastice reflectă într-o mare măsură starea de eforturi imprimată unui masiv în urma unei acțiuni tectonice.

2. În funcție de gradul de detaliere al măsurătorilor geofizice, decroșările vor fi evidențiate de un minim flancat de două maxime (pentru distanțe între punctele de măsură de maxim 50 m) sau de un maxim nedivizat și alungit în lungul planului de fractură (pentru distanțe mari între punctele de măsură), ambele situații evidențiind posibilitatea unei circulații acvifere.

3. Semnalul corespunzător distribuției de eforturi este suficient de puternic pentru a masca, în general, pe cel asociat cu eventualele goluri carstice atît pe hărțile de rezistivitate cît și pe cele de viteze.

4. Măsurătorile de potențial natural nu pot evidenția decroșările, chiar cele circulate cu apă, însă anomaliile pozitive ale acestuia pot marca traseul apei după ce aceasta părăsește planul fracturii.

Primit la redacție la 2 februarie 1981.

BIBLIOGRAFIE

DUDA J. SEWERYN, *The stress around a fault according to a photoelastic model experiment.* The geophysical journal of the Roy Astron. Soc., *9*, *4* (1965).

ASTIER J. L., *Geophysique appliquée á l'hydrogéologie.* Masson et comp., Paris, 1971.

ORBAN T., *Cercetări seismometrice de mică adîncime în zona Anina-Banat pentru determinarea grosimii depozitelor acoperitoare.* Raport, Universitatea din București, 1975.

STOICA I., *Cercetări geofizice complexe experimentale pentru probleme de carst în zona Anina.* Raport, I.G.G. București, 1975.

ANDERSON E. M., *The dynamics of faulting.* Olivier & Boyd, Edinburgh and London, 1951.

POSSIBILITIES OF TECTONICAL ACCIDENTS IDENTIFICATION BY ELECTRICAL AND SEISMIC MEASUREMENTS

(ABSTRACT)

The geophysical measurements of resistivity and wave velocity have an important place in fracture zones identification. The distribution of both parameters is in direct correlation with strain-stress distribution in the tectonized zone.

The paper makes an analogy between the geophysical measurements results in the Colonovăț—Anina area and the experimental model of compressional stress variation around a fracture presented by Duda in [1].

STUDIU PRIVIND CARACTERISTICILE PETROFIZICE ALE TIPURILOR DE ROCI CARBONATICE DIN PLATFORMA MOESICĂ

V. NEGOIȚĂ

Institutul de cercetări și proiectări pentru petrol și gaze, București, str. Toamnei nr. 103, sector II

INTRODUCERE

Programul de dezvoltare multilaterală a țării noastre prevede ca o necesitate obiectivă, creșterea continuă a bazei energetice, prin realizarea unui vast program de cercetare geologică în scopul descoperirii de noi zăcăminte de hidrocarburi.

Știința, devenită și ea forță de producție, contribuie în prezent tot mai mult la progresul tehnic și la dezvoltarea economiei naționale. Printre științele care-și aduc o contribuție deosebită în această direcție se numără și geofizica de sondă, transformată în ultimele decenii într-o ramură de activitate complexă cu obiectiv direct economic : descoperirea rocilor colectoare de hidrocarburi și precizarea principalelor caracteristici petrofizice ale acestora.

În acest context prezenta lucrare constituie sinteza unor studii teoretice și cercetări cu caracter aplicativ, generate de necesitățile imediate ale producției, pe care le-am întreprins în ultimii 15 ani în scopul îmbunătățirii activității de investigare geofizică a sondelor din țara noastră.

În industria extractivă de hidrocarburi, această perioadă a fost marcată printr-o intensă activitate de cercetare geologică și geofizică a platformei moesice, unitate geologică în care au fost forate peste 7000 sonde de referință, prospecțiune, explorare și exploatare avînd ca obiectiv roci colectoare carbonatice. În aceste roci au fost descoperite importante zăcăminte de hidrocarburi cantonate în seria — dolomito-evaporitică a Devonianului, în cele trei unități litostratigrafice permo-triasice, în gresiile calcaroase ale Doggerului, sau în seriile calcaroase ale Neocomianului, Albianului și Senonianului.

Rocile carbonatice ale platformei moesice sînt din punct de vedere mineralogic constituite din calcar și dolomit cărora li se adaugă uneori cuarțul, argila, anhidritul și gipsul. Porozitatea lor poate fi de origină primară sau secundară, după cum ea s-a dezvoltat în timpul depunerii rocii sau ulterior, ca rezultat al circulației de soluții, a procesului de dolomitizare sau al fenomenelor de fisurare-fracturare. În sfîrșit, sub aspect petrofizic, în rocile carbonatice ale platformei moesice au fost întîlnite toate cele trei tipuri de roci descrise de G. E. Archie [1] și anume : roci compact-cristaline, roci cretoase și roci zaharoide sau intergranulare.

Particularitățile acestor colectoare privite din punctul de vedere care interesează petrofizica sau geofizica de sondă se concretizează în

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 129—142, BUCUREȘTI, 1981

varietatea mare a compoziției mineralogo-petrografice, a structurii și texturii rocilor, ca urmare a condițiilor de formare și a proceselor secundare pe care acestea le-au suportat. Între acestea, compoziția mineralogo-petrografică precum și structura și distribuția sistemului de pori, au o importanță deosebită în alegerea metodelor de investigare geologică, a analizelor de laborator și apoi în prelucrarea informației geofizice obținută din diagrafii.

În aceste condiții evaluarea formațiunilor carbonatice cu ajutorul măsurătorilor petrofizice sau prin metodele geofizicii de sondă este mult mai complicată decît în formațiunile constituite din roci detritice. Numărul lucrărilor care tratează subiecte legate de acest domeniu este ceva mai mic, iar soluțiile date nu sînt totdeauna generale.

I. SURSA DE DATE ȘI METODICA UTILIZATĂ

Evaluarea potențialului în hidrocarburi al rocilor carbonatice prin măsurători petrofizice pe carote sau cu ajutorul formulelor interpretării cantitative a diagrafiilor de sondă, necesită două feluri de informații :

a) legate de fisuri (porozitatea fisurală, direcția fisurilor și fluidul conținut de acestea) ;

b) legate de blocurile de rocă (porozitate, exponent de cimentare, saturația în fluide, factorul de formație și rezistivitatea fluidului care saturează spațiul poros).

În scopul cunoașterii cît mai exacte a scheletului solid al rocii (blocurile de rocă neafectate de fisuri) a fost întreprins un studiu petrografo-petrofizic-geofizic pe un număr de 295 de probe de rocă.

Studiul întreprins a urmărit tipizarea rocilor carbonatice în scopul îmbunătățirii metodicii de interpretare a diagrafiilor de sondă și a cuprins numai probe de rocă de vîrstă paleozoică și mezozoică de pe următoarele structuri geologice ale platformei moesice : Argetoaia, Balș, Bălcești, Bibești, Bîrza, Braniștea, Brădești Brebeni, Brîncoveanu, Caracal, Căldăraru, Chilia, Ciovîrnoșani, Ciurești, Corabia, Corbii Mari, Craiova, Dăbuleni, Dioști, Dîrvari, Dobrotești, Dragotești, Drăghineasa, Dumbrava, Făurești, Ghindeni, Giuvărăști, Gliganu, Hîrlești, Iancu Jianu, Izlaz, Izvorul, Leu, Lița, Mărgăritești, Milești, Mîrșani, Motoci, Oporelu, Potelu, Serdanu, Slatina, Spineni, Soreni, Strejești, Studina, Surdulești, Teascu, Ursa, Urziceni, Vișina, Vîrtopu, Vultureanca.

Cele 295 de probe de rocă au fost separate în 15 tipuri litologice, parametrii petrofizici analizați fiind următorii : factorul de formație F, porozitatea P, densitatea δ, exponentul de cimentare m și tortuozitatea T. Între acești parametri au fost admise dependențele stabilite experimental de G. Archie [2] :

$$F = \frac{\alpha}{P^m} \qquad (1)$$

unde α este o constantă care în cazul că este egală cu unitatea conduce la :

$$F = \frac{1}{P^m} \tag{2}$$

şi formula lui Dahnov [3] pentru tortuozitate exprimată prin :

$$T = (F \cdot P)^{1/2} = (\alpha^{1/m} F^{m-1/m})^{1/2} = \left(\frac{\alpha}{P^{m-1}}\right)^{1/2} \tag{3}$$

În figura 1 ne-am propus să redăm sintetic dependenţa dintre porozitatea rocii şi tortuozitate pentru diferite valori ale factorului de formaţie şi ale exponentului de cimentare considerind că $\alpha = 1$.

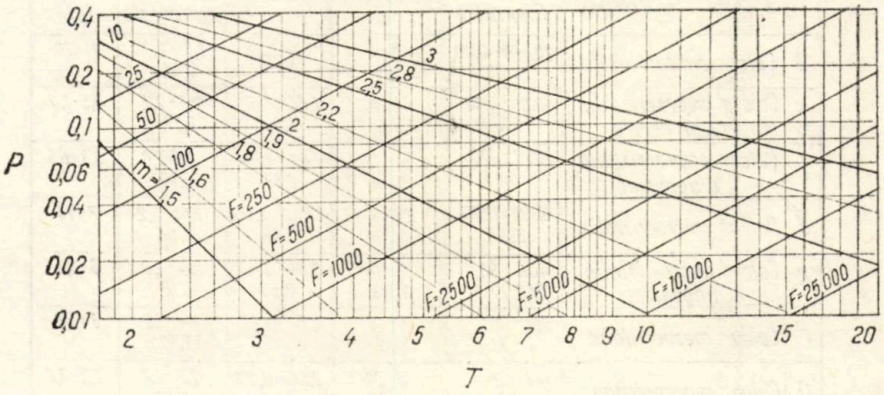


Fig. 1. — Soluţie grafică a dependenţelor dintre porozitate, tortuozitate, factorul de formaţie şi exponentul de cimentare.

Factorul de formaţie a fost determinat cu ajutorul formulei :

$$F = \frac{\rho}{\rho_a} \tag{4}$$

în care ρ reprezintă rezistivitatea reală a rocii saturată 100 % cu apă, iar ρ_a este rezistivitatea apei interstiţiale determinată cu ajutorul relaţiei :

$$E_{ps} = K \log \frac{\rho_{fn}}{\rho_a} \tag{5}$$

unde E_{PS} reprezintă f.e.m. dedusă din măsurătorile de *PS*, (ρ_{fn}) este rezistivitatea filtratului de noroi iar K reprezintă o constantă a cărei valoare este o funcţie de temperatură t :

$$K = 69{,}25 \frac{492 + 1{,}8\ t}{537}. \tag{6}$$

Pentru controlul rezistivității apei interstițiale a rocei au fost folosite analizele chimice efectuate în mod curent în laborator pentru determinarea salinității apei de zăcămînt.

Porozitatea rocilor a fost dedusă din diagrafii și analize pe carote, iar valorile de densitate prezentate în tabelul 1 au fost calculate cu ajutorul relației :

$$\delta = \delta_F \, P + \delta_S \, (1 - P) \qquad (7)$$

în care δ are semnificația densității brute a rocii carbonatice în condiții de zăcămînt, δ_S reprezintă densitatea solidelor din care este constituită

Tabelul 1

	Tipul litologic	Factor formație	Porozitate %	Densitate g/cm³	Exponent cimentare	Tortuozitate
a	Calcar criptocristalin	20.000-4000 10.314	1,5 - 3 2,383	2,68 - 2,66 2,67	2,7 - 2,3 2,42	11-20
b	Calcar criptocristalin diagenizat neporos	5000 - 1000 2528,5	3 - 5 3,87	2,66 - 2,62 2,645	2,6 - 2,2 2,37	6,5-1,4
c	Calcar criptocristalin diagenizat	1000 - 100 350,45	5 - 12 7,75	2,62 - 2,51 2,58	2,5 - 2,0 2,17	3,3-6,5
d	Calcar microcristalin	6000-1200 3105	2,9 - 4,1 3,56	2,66 - 2,64 2,65	2,65-2,2 2,38	7-14
e	Calcar microcristalin diagenizat	400 - 80 242,17	7 - 14 8,63	2,59 - 2,47 2,56	2,4 - 1,9 2,16	3-5,5
f	Calcar mezocristalin	500 - 70 246,81	8 - 14 8,12	2,61 - 2,47 2,57	2,4 - 1,9 2,12	3-5,5
g	Calcar macrocristalin	140 - 25 64,27	10 - 20 14,50	2,54 - 2,37 2,46	2,3 - 1,9 2,07	2,2-3,8
h	Calcar detritic	60 - 15 34,05	15 - 25 17,81	2,47 - 2,29 2,41	2,2 - 1,9 2,0	1,9-3
i	Calcar oolitic cimentat	900 - 200 474,78	5-8 6,54	2,62 - 2,57 2,60	2,5 - 2,2 2,21	4-7
j	Calcar oolitic	30 - 9 18,83	20 - 25 22,01	2,37 - 2,29 2,34	1,6 - 2 1,91	1,6-2,4
l	Calcar brecios	30 - 10 22,61	20-30 22,64	2,37 - 2,20 2,33	1,7 - 2 2,01	1,6-2,5
m	Calcar organogen	30 - 10 15,10	16 - 33 22,57	2,44 - 2,15 2,33	1,6 - 1,9 1,74	1,5-2,1
n	Calcar organogen cretos	15 - 5 10,18	25 - 40 28,50	2,29 - 2,03 2,23	1,6 - 1,9 1,80	1,4-1,9
o	Calcar dolomitic	300 - 70 162,50	8 - 12 10,28	2,62 - 2,55 2,58	2 - 2,3 2,13	3,2-4,8
p	Dolomit	150 - 30 69,95	10 - 20 14,27	2,67 - 2,49 2,6	2 - 2,3 2,10	2,3-4

roca (cristale, granule, ciment), iar δ_F este densitatea fluidului din spațiul poros al rocii considerat în cadrul studiului întreprins ca fiind reprezentat de o apă mineralizată avînd o concentrație de 30 000 p.p.m. NaCl la o temperatură de 71°C și o presiune de 200 kg/cm², corespunzînd unei rezistivități de 0,1 Ω m și unei densități de 1,02 g/cm³.

II. TIPIZAREA ROCILOR CARBONATICE DIN PLATFORMA MOESICĂ

Aplicarea metodicii expuse în capitolul anterior sursei de date constituită din cele 295 de probe de rocă a permis individualizarea a 15 varietăţi de roci carbonatice ale căror caracteristici petrofizice sînt expuse sintetic în figura 2 şi tabelul 1. În figura 2, sînt reprezentate dependenţele factor de formaţie-tortuozitate pentru cele 15 tipuri litologice prezentate în tabelul 1, codificate cu litere de la *a* la *p*. Pe fiecare figură au fost trasate două familii de drepte corespunzînd porozităţii (cu linie plină) şi exponentului de cimentare (cu linie întreruptă).

Spre exemplu, calcarele microcristaline (micritice) ilustrate în figura 2 d prin 20 de probe de rocă prezintă următoarele valori ale parametrilor analizaţi :

— factorul de formaţie între 6000 şi 1200 cu o valoare medie de 3105 ;

— porozitatea între 2,9% şi 4,1%, cu o valoare medie de 3,56%;

— densitatea între 2,64 g/cm^3 şi 2,66 g/cm^3 cu o valoare medie de 2,65 g/cm^3 ;

— exponentul de cimentare între 2,65 şi 2,2 cu o valoare medie de 2,38 ;

— tortuozitatea între 7 şi 14.

Tipizarea litologică-geofizică redată sintetic în tabelul 1 este rezultatul măsurătorilor geofizice şi a analizelor petrografice şi petrofizice ale următoarelor tipuri de roci :

a) Calcarele criptocristaline (pelitomorfe sau calcilutitele) prezentate în figura 2 *a*, constituie tipul cu cea mai mare răspîndire. Formate prin consolidarea mîlurilor fine calcaroase, ele au dat naştere unor cristale fine, precipitate chimic sau biochimic. Aceste cristale strîns lipite între ele conferă rocii o porozitate intercristalină extrem de mică. Cristalele de calcit cu dimensiuni extrem de mici, sub 2 microni, condiţionează, dimensiuni ale porilor sub 1 micron, cu mult sub limita capilarităţii. Porozităţile sînt cuprinse între 1,50% şi 3%, iar permeabilităţile ating valori de 0,1 mD numai în cazul apariţiei unor pori de dizolvare. Saturaţia în apă ireductibilă are valori de 8—10%, valorile medii ale factorului de formaţie, exponentului de cimentare şi ale tortuozităţii fiind redate în tabelul 1.

b) Calcarele criptocristaline diagenizate neporoase prezentate în figura 2*b* sînt formate din detritusuri fine, pulverizate a căror provenienţă o constituie roci calcaroase cu cristale de dimensiuni mari. În aceste condiţii spaţiile intercristaline sînt şi ele oarecum mai mari, pînă la 6 microni însă insuficiente pentru a conferi rocii caracterul de colector. Pot prezenta fisuri care le cresc porozitatea pînă la 5%, iar permeabilitatea pînă la 0,3 mD. Saturaţia lor în apă ireductibilă este de 10% iar valorile parametrilor petrofizici analizaţi sînt redate în tabelul 1.

c) Calcarele criptocristaline diagenizate reprezentate în figura 2*c* sînt şi ele formate din detritusuri fine pulverizate a căror provenienţă o constituie tot particule calcaroase care iniţial au avut dimensiuni mai mari. Uneori acest tip de calcare prezintă spaţii poroase intercristaline de dizolvare, care ating cîteva sute de microni şi care se adaugă spaţiilor intercristaline, formate iniţial prin insuficienta lipire a cristalelor care lasă pori de 4—10 microni, legaţi prin microfisuri sau fisuri. Acest tip de calcare are porozităţi de 5%—12% şi permeabilităţi de 0,08 mD — 0,8 mD,

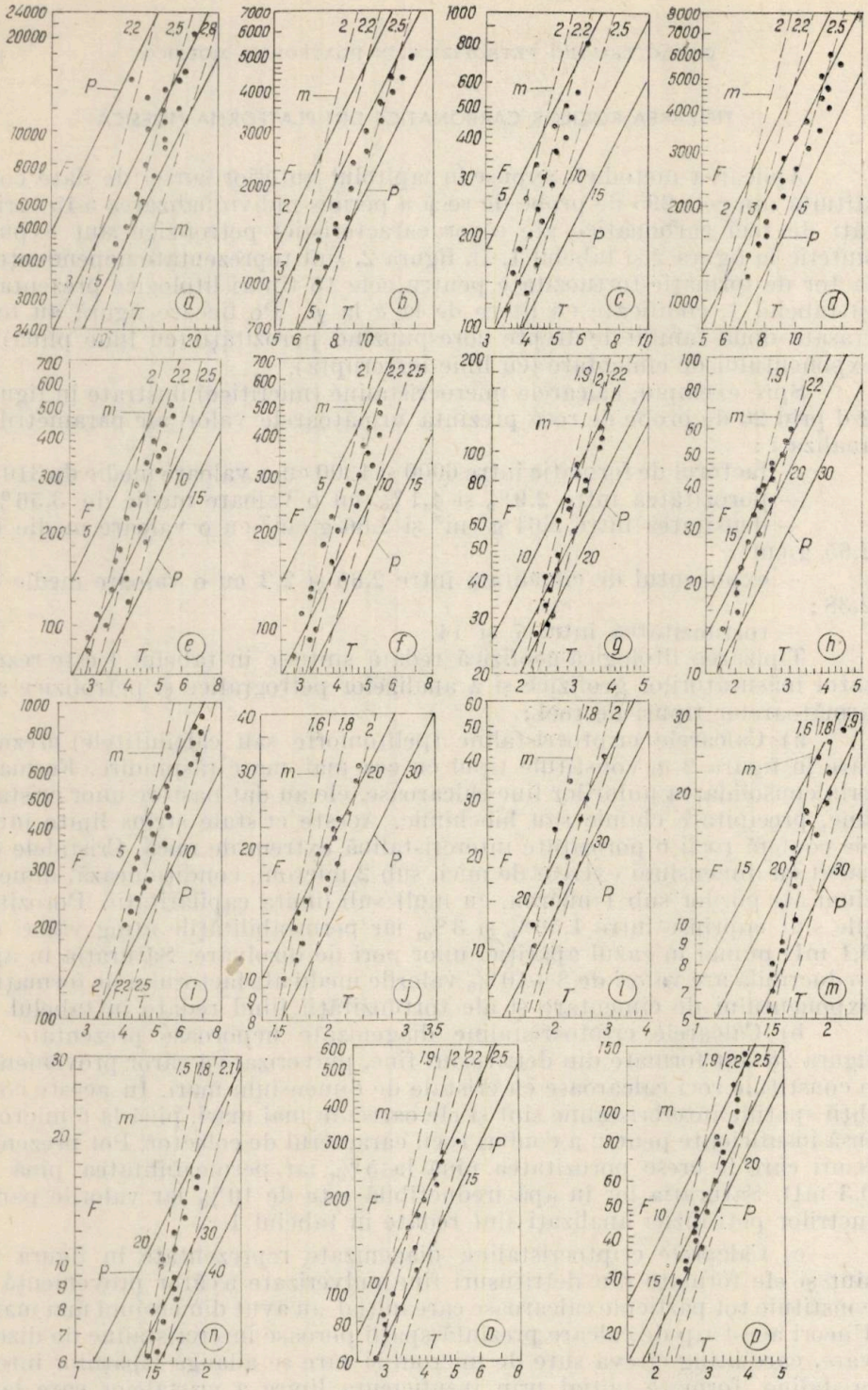


Fig. 2. — Dependența factor formație-tortuozitate pentru diferite valori de porozitate și exponent de cimentare a următoarelor tipuri litologice : *a* — calcar criptocristalin ; *b* — calcar criptocristalin diagenizat neporos ; *c* — calcar criptocristalin diagenizat ; *d* — calcar microcristalin ; *e* — calcar microcristalin diagenizat ; *f* — calcar mezocristalin ; *g* — calcar macrocristalin ; *h* — calcar detritic ; *i* — calcar oolitic cimentat ; *j* — calcar oolitic ; *l* — calcar brecios ; *m* — calcar organogen ; *n* — calcar organogen cretos ; *o* — calcar dolomitic ; *p* — dolomit.

valorile maxime fiind datorate porilor de dizolvare și fisurării. Saturația lor în apă ireductibilă este de 10%—15%, iar saturația critică, în cazul că sînt colectoare de hidrocarburi, este de 20%—30%.

d) Calcarele fin granulare microcristaline (micritice) prezentate în figura 2*d* provin din 20 eșantioane caracterizate prin existența unor cristale de calcit cu dimensiuni pînă la 10 microni, vizibile cu lupa. Cristalele strîns lipite între ele lasă loc unor pori intercristalini a căror diametru ajunge pînă la 4 microni, conducînd la porozități cuprinse între 2,9% și 4,1%. Structura acestor roci este asemănătoare cu cea a calcarelor criptocristaline diagenizate, fără însă a prezenta fisuri. Permeabilitatea acestor calcare coboară sub 0,15 mD, iar saturația lor în apă ireductibilă este de aproximativ 10%.

e) Calcarele microcristaline diagenizate sînt caracterizate prin existența unor cristale mai mari de 15—18 microni, care datorită aranjamentului lor au permis formarea unor spații goale intercristaline ce ating uneori 15 microni. În aceste condiții porozitatea lor crește simțitor, valorile extreme fiind cuprinse între 8% și 15% așa după cum se exemplifică în probele prezentate în figura 2*e*. Aceste roci pot constitui colectoare, permeabilitatea urcînd pînă la valori de 1,5 mD, saturația în apă ireductibilă fiind de 10%—12%, iar saturația critică 25%—35%.

f) Calcarele mezocristaline prezintă cristale mai larg dezvoltate cu contururi regulate, idiomorfe și dimensiuni între 50 și 200 microni, creind spații poroase cu dimensiuni de 40 microni care conferă rocii porozități cuprinse între 8% și 14%. Aceste calcare ilustrate în figura 2*f*, au o permeabilitate bună, cuprinsă între 2 mD și 60 mD datorită organizării unui sistem de canale cu dimensiuni suficiente pentru a asigura curgerea fluidelor. Saturația lor în apă ireductibilă este de aproximativ 15%, iar saturația critică, în cazul că sînt colectoare impregnate cu hidrocarburi este de 30%. Valorile celorlalți parametri petrofizici ai calcarelor macrocristaline sînt redate în tabelul 1.

g) Calcarele macrocristaline (sparitice), ilustrate în figura 2*g*, sînt asemănătoare calcarelor detritice la care procesele diagenetice s-au efectuat în condițiile dezvoltării optime a cristalelor de calcit. Structura acestor roci este granulară, după omogenitatea acesteia distingîndu-se structuri echigranulare sau inechigranulare cu diametre ale cristalelor care pot fi fine (de la 200 pînă la 300 microni), medii (de la 300 pînă la 500 microni) și mari (de la 500 pînă la 1000 microni). Aceste calcare au o porozitate intercristalină bună, cu spații poroase cuprinse între 50 și 100 microni, conducînd la porozități între 10% și 20%. Permeabilitatea calcarelor macrocristaline poate atinge valori de 100 mD, saturația lor în apă ireductibilă este cuprinsă între 15% și 25%, iar saturația critică între 30% și 40%.

h) Calcarele detritice exemplificate pe cele 20 de probe ale figurii 2*h*, sînt constituite din elemente remaniate ale unor calcare preexistente, la care diametrul particulelor este asemănător sparitelor cristaline. Ele au diametrul porilor cuprins între 50 și 200 microni, valoarea porozității fiind o funcție a formei și dimensiunilor porilor precum și a gradului de neuniformitate și aranjamentului particulelor detritice calcaroase. În general, porozitatea crește odată cu micșorarea diametrului particulelor și cu uniformitatea acestora, atingînd valori cuprinse între 15% și

25%. Permeabilitatea unor astfel de roci colectoare poate ajunge pînă la maximum 500 mD, saturația lor în apă ireductibilă are valori cuprinse între 15%—25%, iar saturația critică este de 30%—40%. În tabelul 1 sînt redate valorile celorlalți parametri petrofizici ai calcarelor detritice.

i) Calcarele oolitice cimentate prezintă o structură caracteristică formată din oolite calcaroase prinse într-o matrice de mîl carbonatic de tip mudstone sau wackestone, depusă în condiții de longevitate care au redus simțitor dimensiunile porilor inițiali și ai porozității așa după cum se poate vedea în figura 2*i*. Scăderea porozității la calcarele oolitice cimentate, atinge valori cuprinse între 5% și 8%, permeabilitatea acestora are valori sub 1 mD, iar saturația lor în apă ireductibilă este de 20%—25%. Calcarele oolitice puternic cimentate nu constituie colectoare de hidrocarburi dacă nu au intervenit și alte procese ulterioare care să creeze o porozitate secundară.

Calcarele cu structuri pseudoolitice la care corpusculi oolitici nefinisați sînt prinși într-o matrice calcitică, precum și calcarele nodulare cu o structură granuloasă, de îngrămădire, în care spațiile interpeletale au fost desființate prin umplere cu calcită, se comportă asemănător cu calcarele oolitice cimentate și de aceea au fost introduse în aceeași grupă, valorile parametrilor petrofizici ai celor 22 de eșantioane analizate fiind redate în tabelul 1.

j) Calcarele oolitice sînt formate din corpusculi oolitici calcaroși, formînd așa zisa structură de îmbrăcare sau oolitică. În mod asemănător se comportă și pisolitele ale căror particule componente au dimensiuni mai mari, pînă la 2 mm, dar sînt mai puțin rotunjite. Lipsa unui grad avansat de cimentare conferă calcarelor oolitice și pisolitice dispuse în sisteme packstone sau grainstone, porozități bune de 20%—25% așa după cum se poate vedea în figura 2*j*. Permeabilitatea acestora urcă pînă la valori de 400 mD, saturația în apă ireductibilă fiind de 25%—35%, iar saturația critică de 30%—40%.

l) Calcarele brecioase sînt o varietate de calcare cu structură clastică, constituite din elemente detritice remaniate ale unor calcare preexistente. Rocile rezultate din consolidarea acestor particule care au dimensiuni de la 1000 la 2000 microni, constituie calcarele brecioase, conglomeratice sau calciruditele. Porozitatea acestora poate atinge valori cuprinse între 20% și 27%, ca în figura 2*l*; însă poate scădea suficient de mult prin procese ulterioare de cimentare a interspațiilor dintre particule. Permeabilitățile lor de obicei mari (700—800 mD) scad repede prin cimentare.

m) Calcarele organogene, fosilifere, biosparitice prezentate în figura 2*m*, sînt formate din resturi organice de dimensiuni mici (foraminifere, alge, etc.) sau din schelete și fragmente de dimensiuni mai mari de lamelibranhiate și gasteropode, prinse într-o structură depozițională de tip boundstone. Aceste roci prezintă o textură vacuolară, cavernoasă, cu o porozitate intergranulară cuprinsă între 16% și 33%, dar în multe cazuri, porozitatea lor efectivă scade datorită izolării porilor. Permeabilitatea lor este cuprinsă între 0,2 și 5 mD, saturația în apă ireductibilă de 40%—50%, iar saturația critică de 40%.

n) Calcarele organogene cretoase ilustrate prin figura 2*n*, prezintă o structură organogenă caracteristică rocilor carbonatice alcătuite din

schelete și fragmente de organisme fosile și microfosile. Acest tip de calcare (cretele, calcarele numulitice și lumașelice) deși au porozități extrem de mari (de 25%—40%), sînt totuși din punct de vedere practic impermeabile. Saturația lor ireductibilă este foarte mare, ajungînd pînă la 60%—70% și constituie colectoare de hidrocarburi numai dacă sînt asociate cu alte varietăți de calcare. Valorile celorlalți parametri petrofizici sînt redate în tabelul 1.

o) Calcarele dolomitice reprezentate prin eșantioanele din figura 2*o* sînt formate din calcit cripto sau microcristalin (60%—80% din volumul rocii) și subordonat din romboedrii dolomitici mezocristalini (20%—40% din volumul rocii). Aceste calcare au o bună porozitate de 8% pînă la 12%, rezultată în urma procesului de dolomitizare caracterizat prin reducerea de volum și formarea de pori ale căror dimensiuni depind de gradul de dolomitizare al rocii. Permeabilitățile maxime ating 300 mD., iar saturația lor în apă ireductibilă este de 20%. Cînd sînt colectoare de hidrocarburi, au saturații critice în jur de 35%—40%.

p) Dolomitele reprezintă ultimul tip de roci carbonatice analizate în acest studiu și sînt exemplificate de cele 22 de eșantioane ilustrate în figura 2*p*, caracterizate printr-o cristalizare variabilă de la nivel sparitic pînă la cel microcristalin. În toate cazurile, porii apar ca intercristalini, dimensiunile lor depinzînd de aranjamentul cristalelor. Porozitatea dolomitelor primare are valori cuprinse între 10% și 20%. La nivel mezocristalin spațiile poroase au dimensiuni cuprinse între 5 și 10 microni cu permeabilități care merg pînă la 20 mD. Saturația lor în apă ireductiqilă este de 15%—25%, iar saturația critică în cazul că sînt colectoare de hidrocarburi este de 30%.

III. GRAFICE DE SINTEZĂ ȘI DOMENIILE DE APLICAȚIE

Considerarea, pentru toate cele 295 de probe analizate, a valorilor unor parametri petrofizici a făcut posibilă stabilirea a trei tipuri de dependențe și anume : factor de formație F — tortuozitate T redată în figura 3, rezistivitate ϱ — porozitate P ilustrată prin figura 4 și factor de formație F — porozitate P redată în figura 5.

Pentru toate aceste dependențe a fost efectuată în prealabil o normalizare a rezistivității apelor de zăcămînt pentru valoarea de 0,1 Ωm, corespunzătoare unei concentrații de 30 000 p.p.m. NaCl la o temperatură de 71°C.

Deoarece la prelucrarea diagrafiilor de sondă unul dintre cele mai utilizate grafice este cel care leagă factorul de formație de porozitatea rocilor, în figura 6 sînt prezentate dreptele de regresie construite pe baza datelor furnizate de cele 295 de probe analizate.

Coeficientul de corelație între cele două variabile F și P a avut valoarea de 0,716773, iar abaterea a fost de 0,136418. Dreptele de regresie trasate în figura 6 sînt exprimate prin :

$$F = 0{,}28P^{-2{,}777} \tag{8}$$

și

$$F = P^{-2,291463} \tag{9}$$

Ultima formă obținută prin metode de ajustare forțată (cînd $F = 1$ și $P = 1$) corespunde formulei 2.

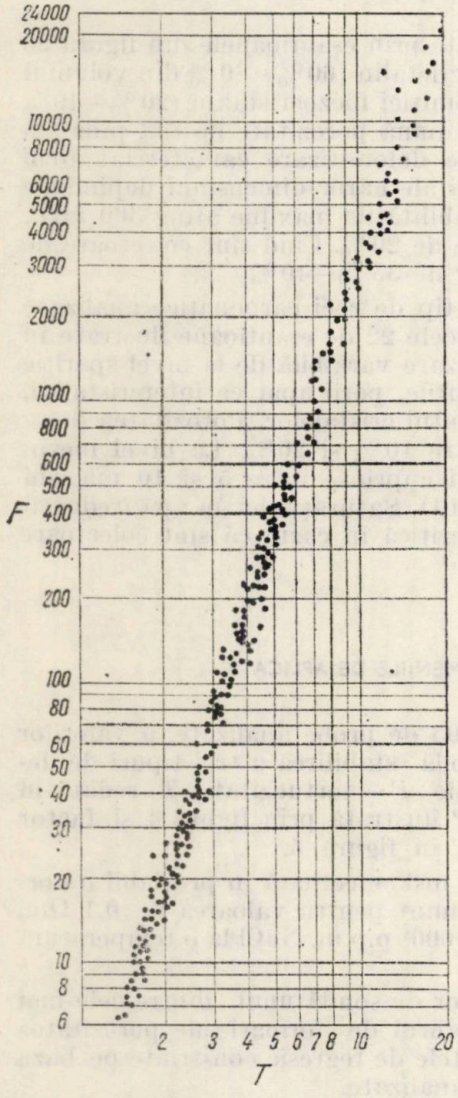


Fig. 3. — Grafic pentru dependența factor formație-tortuozitate a rocilor carbonatice din platforma moesică.

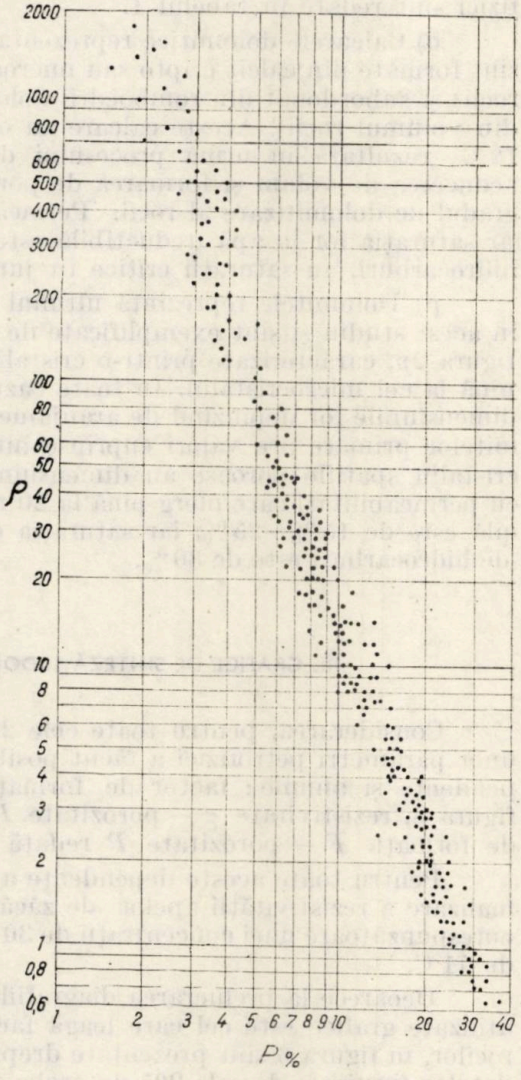


Fig. 4. — Grafic pentru dependența rezistivitate electrică-porozitate a rocilor carbonatice din platforma moesică.

În figura 6 au fost trasate și cîteva drepte de dependență factor formație — porozitate pentru tipurile litologice *a*, *b*, *c*, *f*, *g*, *h* și *n*, indicate

în tabelul 1, adică pentru calcare criptocristaline, calcare criptocristaline diagenizate, calcare criptocristaline diagenizate neporoase, calcare mezocristaline, calcare macrocristaline, calcare detritice și calcare organogene cretoase.

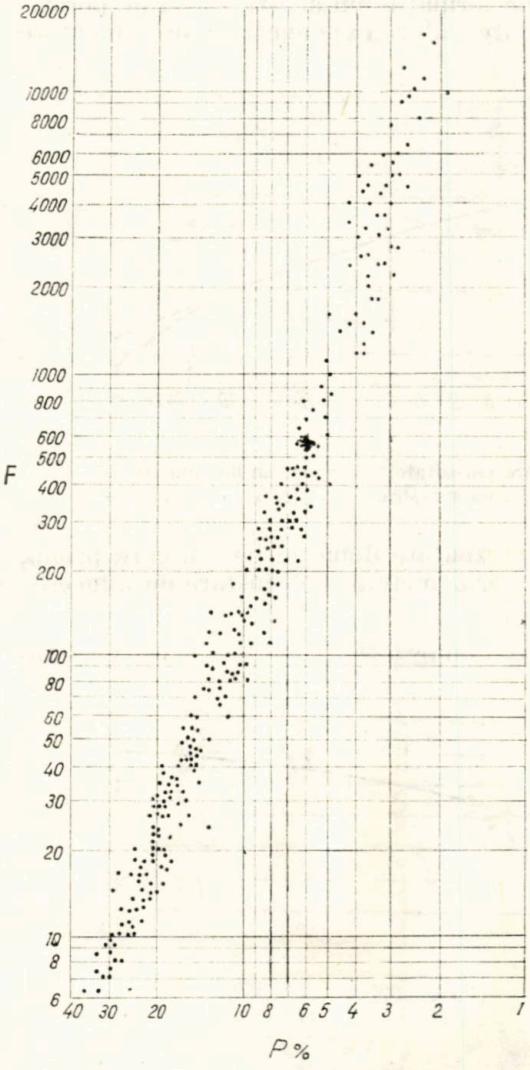


Fig. 5. — Grafic pentru dependența factor formație-porozitate a rocilor carbonatice din platforma moesică.

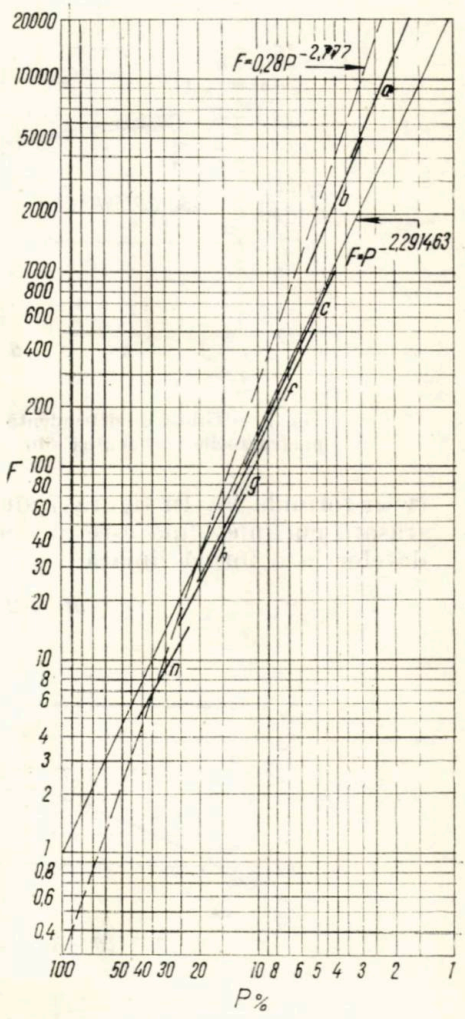


Fig. 6. — Dreptele de regresie pentru relația dintre factorul de formație și porozitate a rocilor carbonatice din platforma moesică.

Cu ajutorul valorilor medii ale parametrilor petrofizici ai celor 15 tipuri de roci carbonatice prezentate în tabelul 1 a fost posibilă stabilirea unor dependențe între exponentul de cimentare și porozitate, ilustrată

în figura 7 și între exponentul de cimentare și factorul de formație, ilustrată în figura 8.

Primul grafic din figura 7 este util interpretării măsurătorilor atunci cînd se dispune de carotajul acustic, de carotajul neutronic sau de carotajul gama-gama, metode care permit evaluarea porozității [7].

Estimarea valorii factorului de formație din aceste valori de porozitate, implică atribuirea unei anumite valori exponentului de cimentare

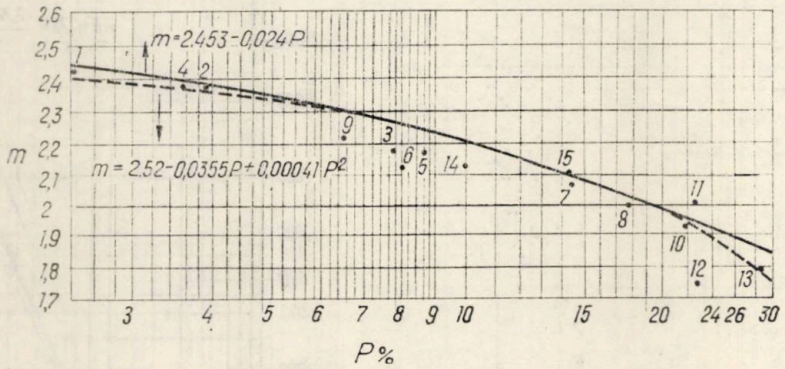


Fig. 7. — Grafic de dependență între porozitate și exponentul de cimentare pnetru rocile carbonatice din platforma moesică.

(vezi formula 2). În figura 7 sînt prezentate două curbe din care prima, trasată cu linie plină este obținută prin metode de ajustare cu aducerea datelor la o formă liniară :

$$m = 2{,}453 - 0{,}024\ P \tag{10}$$

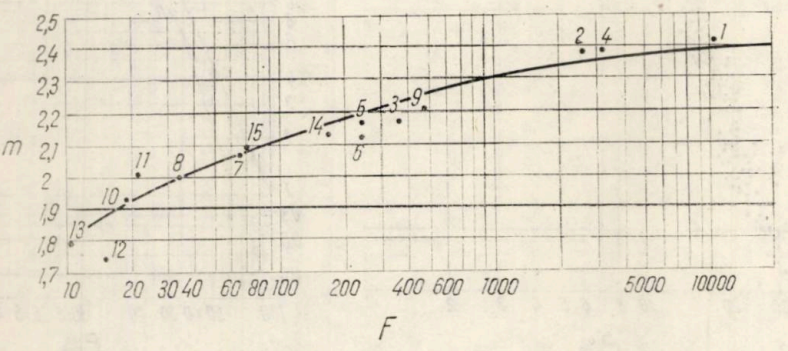


Fig. 8. — Grafic de dependență între factorul de formație și exponentul de cimentare al rocilor carbonatice din platforma moesică.

iar cea de a doua curbă, trasată cu o linie întreruptă, a fost calculată pentru a minimaliza abaterile primei curbe și reprezintă o parabolă cubică exprimată prin :

$$m = 2{,}52 - 0{,}0355P + 0{,}00041P^2. \tag{11}$$

Folosirea graficului expus în figura 7 este simplă, astfel pentru un strat calcaros căruia i s-a determinat în procesul de prelucrare a diagrafiilor o valoare a porozității de 17 %, va conduce la o valoare a exponentului de cimentare egală cu 2,05.

Graficul din figura 8 este destinat în special interpretării diagrafiilor DRR [4] la care prin metodele indicate în lucrările [5, 6] a fost determinat factorul de formație. În scopul evaluării porozității apare necesară atribuirea unei valori exponentului de cimentare, valoare care este determinată cu ajutorul acestui grafic. Astfel, pentru un factor de formație ($F = 900$) se determină un exponent de cimentare ($m = 2, 3$).

CONCLUZII

Cercetările întreprinse în cadrul prezentului studiu s-au materializat prin tipizarea rocilor carbonatice din platforma moesică în cele 15 tipuri litologice prezentate în tabelul 1, caracterizate prin intervale de valori diferite ale factorului de formație, porozității, densității, exponentului de cimentare și a tortuozității.

Această tipizare face posibilă aplicarea reversibilă a relației factor formație-porozitate, indiferent de tipul diagrafiilor disponibile, fără cunoașterea prealabilă a exponentului de cimentare, necesar pentru evaluarea corectă a saturației în fluide a rocii, dar dificil de determinat în procesul de prelucrare și interpretare a diagrafiilor de sondă.

Primit la redacție 29 iulie 1980

BIBLIOGRAFIE

ARCHIE, G. E., Classification of Carbonate Reservoir Rocks and Petrophysical Considerations, B.B.A.P.G., **36**, *2* (1952).

ARCHIE, G.E., Introduction to Petrophysics of Reservoir Rocks, B.B.A.P.G., **34**, *5* (1950).

DAHNOV, V. N., Interpretarea rezultatelor cercetării geofizice a profilelor de sondă. Editura tehnică, București, 1961.

NEGOIȚĂ, V. G., Procedeu și dispozitiv pentru carotajul electric al sondelor. Brevet R.S.R. Nr. 51504/17 febr. 1967.

NEGOIȚĂ, V. G., Interpretarea cantitativă a diagrafiilor obținute prin metoda D.R.R. Studii și cercetări de geofizică, **11**, *2* (1973).

NEGOIȚĂ, V. G., Determinarea parametrilor petrofizici ai rocii prin metoda D.R.R. cu aplicație la albianul de pe structura Ciolănești. Mine, petrol și gaze, **31**, *10* (1980).

SCHLUMBERGER, C. Log Interpretation Charts. Private Document, Houston, 1977.

A PETROPHYSICAL STUDY OF CARBONATE ROCK VARIETIES FROM THE ROMANIAN MOESIAN PLATFORM

(ABSTRACT)

A large scale study of 295 petrographical and petrophysical core sample analyses and the pertinent well logs has provided excellent basic

data for the identification of 15 carbonate rock varieties in the Romanian Moesian Platform.

For each lithological type, values are specified for the following petrophysical parameters : formation factor, porosity, density, cementation exponent and tortuosity.

Several graphs interrelating these parameters are also presented providing a more reliable selection of the parameters required for carbonate rock hydrocarbon potential evaluation.

DESPRE SIMULAREA EVOLUȚIEI SISTEMELOR HIDROTERMOMINERALE SUBTERANE

M. ALBU

Comisia Republicană de Rezerve Geologice

DENIS ENĂCHESCU

Centrul de calcul al Universității București

În domeniul saturat cu apă al unei roci poroase sau fisurate de porozitate absolută m și de porozitate eficace m_e, un volum elementar $\mathrm{d}V$ de rocă acviferă include volumele elementare $m_e\mathrm{d}V$, $(m - m_e)\,\mathrm{d}V$ și $(1-m)\mathrm{d}V$, ocupate respectiv de apa eliberabilă din înmagazinare prin cedare gravitațională (hidrodinamic activă), de apa reținută în înmagazinare prin absorbție-adsorbție (hidrodinamic inactivă) și de componentele minerale solide ale rocii, astfel încît $\mathrm{d}V = m_e\mathrm{d}V + (m - m_e)\mathrm{d}V + (1 - m)\mathrm{d}V$. Dacă apa eliberabilă, apa reținută și componentele minerale solide ale rocii acvifere au respectiv masele specifice ρ, ρ', ρ_s, concentrațiile C, C', C_s într-un anumit element sau grup de elemente și căldurile specifice c, c', c_s, atunci roca acviferă (ansamblul rocii poroase sau fisurate și apei înmagazinate) are masa specifică

$$\tilde{\rho} = \rho m_e + \rho'(m - m_e) + \rho_s\,(1 - m), \tag{1}$$

concentrația în elementul sau grupul de elemente respectiv

$$\tilde{C} = \frac{C\rho m_e + C'\rho'(m - m_e) + C_s\,\rho_s\,(1 - m)}{\tilde{\rho}} \tag{2}$$

și căldura specifică

$$\tilde{c} = \frac{\rho c m_e + \rho' c'(m - m_e) + \rho_s c_s\,(1 - m)}{\tilde{\rho}}\,. \tag{3}$$

Într-o rocă acviferă, acumularea și descărcarea apei, mineralizației și căldurii se propagă din aproape în aproape prin difuzivitate hidraulică, dispersională și respectiv termică. Din motive de comoditate matematică, în loc de a se studia propagarea reală prin roca acviferă a apei eliberabile, mineralizației și căldurii, se preferă să se studieze deplasarea unor medii continue echivalente din punct de vedere hidrotermodinamic care se conformează legilor fizicii clasice a fluidelor. Dacă apa eliberabilă se mișcă cu viteza efectivă $\boldsymbol{u}$, definită ca impuls al unității sale de masă, mineralizația se propagă prin dispersie hidrodinamică (convecție și difuzie mole-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 19, P. 143–155, BUCUREȘTI, 1981

culară) cu viteza rezultantă $\boldsymbol{u} + \boldsymbol{u}_d$ în apa eliberabilă, iar căldura se propagă prin convecție și conducție cu viteza rezultantă $\boldsymbol{u} + \boldsymbol{u}_c$ în apa eliberabilă precum și prin conducție cu vitezele $\boldsymbol{u}'_c$ în apa reținută, $\boldsymbol{u}_{cs}$ în componentele minerale solide și $\boldsymbol{u}_c$ în roca acviferă în ansamblu, atunci deplasarea mediilor continue echivalente din punct de vedere hidrotermodinamic se caracterizează respectiv prin cîmpurile vitezelor medii

$$\frac{\rho m_e \boldsymbol{u}\,\mathrm{d}V + \rho'(m - m_c)\boldsymbol{O}\,\mathrm{d}V + \rho_s(1 - m)\boldsymbol{O}\,\mathrm{d}V}{\tilde{\rho}\,\mathrm{d}V} = \frac{\rho}{\tilde{\rho}} m_e \boldsymbol{u},$$

$$\frac{C\rho m_e(\boldsymbol{u}+\boldsymbol{u}_d)\,\mathrm{d}V + C'\rho'(m-m_e)\boldsymbol{O}\,\mathrm{d}V + C_s\rho_s(1-m)\boldsymbol{O}\,\mathrm{d}V}{\tilde{C}\tilde{\rho}\,\mathrm{d}V} = \frac{C\rho}{\tilde{C}\tilde{\rho}} m_e(\boldsymbol{u}+\boldsymbol{u}_d)$$

și

$$\frac{\rho c T^\circ m_e(\boldsymbol{u} + \boldsymbol{u}_c)\,\mathrm{d}V + \rho' c' T^\circ(m - m_e)\boldsymbol{u}'_c\,\mathrm{d}V + \rho_s c_s T^\circ(1 - m)\boldsymbol{u}_{cs}\,\mathrm{d}V}{\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^\circ\,\mathrm{d}V}$$

$$= \frac{\rho c T^\circ m_e \boldsymbol{u}\,\mathrm{d}V + \tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^\circ\,\tilde{\boldsymbol{u}}_c\,\mathrm{d}V}{\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^\circ\,\mathrm{d}V} = \frac{\rho c}{\tilde{\rho}\,\tilde{c}} m_e \boldsymbol{u} + \boldsymbol{u}_c,$$

definite ca funcții vectoriale de punct și de timp pe domeniul rocii acvifere, unde temperatura T° depinde de asemenea de punct și de timp. Urmărind aceste medii continue în deplasare, se poate presupune că ele sînt formate din porțiuni elementare asociate maselor elementare $(\tilde{\rho}\,\mathrm{d}V)_P = \tilde{\rho}(P, t)\,\mathrm{d}V_P$ și $(\tilde{C}\tilde{\rho}\,\mathrm{d}V)_P = \tilde{C}\tilde{\rho}(P, t)\mathrm{d}V_P$ precum și cantităților elementare de căldură $(\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^\circ\mathrm{d}V)_P = \tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^\circ(P, t)\,\mathrm{d}V_P$ care cuprind volume $\mathrm{d}V_P$ atașate punctelor P în mișcare cu vitezele $\rho m_e \tilde{\boldsymbol{u}}/\tilde{\rho}$, $C\rho m_e(\boldsymbol{u}+\boldsymbol{u}_d)/\tilde{C}\tilde{\rho}$ și $(\rho c m_e \boldsymbol{u}/\tilde{\rho}\,\tilde{c}) + \tilde{\boldsymbol{u}}_c$ reluate însă ca funcții numai de punct, astfel încît integralele

$$\int_{V(t)} \tilde{\rho}\,\mathrm{d}V, \quad \int_{V(t)} \tilde{C}\tilde{\rho}\,\mathrm{d}V, \quad \int_{V(t)} \tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^\circ\mathrm{d}V$$

reprezintă respectiv masa de rocă acviferă, masa de element sau grup de elemente considerat și cantitatea de căldură din volumul variabil $V(t)$. Pe parcursul deplasării, variațiile masei de rocă acviferă, masei de element sau grup de elemente considerat și cantității de căldură din $V(t)$ se exprimă respectiv prin intermediul derivatelor substanțiale :

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_{V(t)} \tilde{\rho}\,\mathrm{d}V = \int_{V(t)}\left[\frac{\mathrm{d}\tilde{\rho}}{\mathrm{d}t} + \tilde{\rho}\,\mathrm{div}\left(\frac{\rho}{\tilde{\rho}} m_e \boldsymbol{u}\right)\right]\mathrm{d}V = \int_{V(t)}\left[\frac{\partial\tilde{\rho}}{\partial t} + \mathrm{div}(\rho m_e \boldsymbol{u})\right]\mathrm{d}V, \tag{4}$$

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_{V(t)} \tilde{C}\tilde{\rho}\,\mathrm{d}V = \int_{V(t)}\left\{\frac{\mathrm{d}(\tilde{C}\tilde{\rho})}{\mathrm{d}t} + \tilde{C}\tilde{\rho}\,\mathrm{div}\left[\frac{C\rho}{\tilde{C}\tilde{\rho}} m_e(\boldsymbol{u}+\boldsymbol{u}_d)\right]\right\}\mathrm{d}V =$$

$$\int_{V(t)}\left\{\frac{\partial(\tilde{C}\tilde{\rho})}{\partial t} + \mathrm{div}[C\rho m_e(\boldsymbol{u} + \boldsymbol{u}_d)]\right\}\mathrm{d}V, \tag{5}$$

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_{V(t)}\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ}\mathrm{d}V=\int_{V(t)}\left[\frac{\mathrm{d}(\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ})}{\mathrm{d}t}+\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ}\,\mathrm{div}\left(\frac{\rho c}{\tilde{\rho}\,\tilde{c}}m_e\boldsymbol{u}+\boldsymbol{u}_c\right)\right]\mathrm{d}V=$$

$$\int_{V(t)}\left[\frac{\partial(\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ})}{\partial t}+\mathrm{div}\,(\rho c T^{\circ}m_e\,\boldsymbol{u}+\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ}\boldsymbol{u}_c)\right]\mathrm{d}V. \tag{6}$$

În absența unor surse interioare de masă și de căldură, masa de rocă acviferă și cantitatea de căldură din volumul $V(t)$ se mențin practic invariabile, adică

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_{V(t)}\tilde{\rho}\mathrm{d}V=0 \tag{7}$$

sau

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_{V(t)}[\tilde{C}+(1-\tilde{C})]\tilde{\rho}\mathrm{d}V=\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_{V(t)}\tilde{C}\tilde{\rho}\mathrm{d}V+\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_{V(t)}(1-\tilde{C})\tilde{\rho}\mathrm{d}V=0 \tag{8}$$

și

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_{V(t)}\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ}\,\mathrm{d}V=0, \tag{9}$$

unde termenul

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_{V(t)}(1-\tilde{C})\tilde{\rho}\,\mathrm{d}V=-\int_{V(t)}\mathfrak{R}_0(P,t)\mathrm{d}V \tag{10}$$

exprimă creșterea sau descreșterea în timp a masei de element sau grup de elemente considerat pe seama descreșterii sau respectiv creșterii corespunzătoare a masei restului de rocă acviferă din $V(t)$. Înlocuind derivatele substanțiale ale integralelor de volum cu expresiile lor (4), (5), (6) și (10), din ecuațiile (7), (8) și (9), se obțin ecuațiile de continuitate care se prezintă sub formele globale

$$\int_{V(t)}\left[\frac{\partial\tilde{\rho}}{\partial t}+\mathrm{div}(\rho m_e\boldsymbol{u})\right]\mathrm{d}V=0, \tag{11}$$

$$\int_{V(t)}\left\{\frac{\partial(\tilde{C}\tilde{\rho})}{\partial t}+\mathrm{div}\,[C\rho m_e\,(\boldsymbol{u}+\boldsymbol{u}_d)]-\mathfrak{R}_0\right\}\mathrm{d}V=0, \tag{12}$$

$$\int_{V(t)}\left[\frac{\partial(\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ})}{\partial t}+\mathrm{div}\,(\rho c T^{\circ}m_e\boldsymbol{u}+\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ}\boldsymbol{u}_c)\right]\mathrm{d}V=0 \tag{13}$$

sau, întrucît $V(t)$ este arbitrar, sub formele locale

$$\frac{\partial\tilde{\rho}}{\partial t}+\mathrm{div}\,(\rho m_e\boldsymbol{u})=0, \tag{14}$$

$$\frac{\partial(\tilde{C}\tilde{\rho})}{\partial t} + \operatorname{div}\left[C\rho m_e(\boldsymbol{u} + \boldsymbol{u}_d)\right] - \mathfrak{N}_0 = 0, \tag{15}$$

$$\tilde{\rho}\tilde{c}\frac{\partial T^\circ}{\partial t} + T^\circ\frac{\partial(\tilde{\rho}\tilde{c})}{\partial t} + \operatorname{div}\left(\rho c T^\circ m_e \boldsymbol{u} + \tilde{\rho}\tilde{c}T^\circ\tilde{\boldsymbol{u}}_c\right) = 0, \tag{16}$$

unde $\rho m_e \boldsymbol{u}$, $C\rho m_e(\boldsymbol{u} + \boldsymbol{u}_d)$ și $\rho c T^\circ m_e \boldsymbol{u} + \rho c T^\circ \tilde{\boldsymbol{u}}_c$ reprezintă densitățile fluxurilor de masă și de apă hidrodinamic activă, de masă de element sau grup de elemente considerat și respectiv de căldură. În general, într-o rocă acviferă distribuțiile de masă și de cantitate de căldură în apa reținută în înmagazinare prin absorbție-adsorbție și în componentele minerale solide ale rocii nu depind de timp, adică $\partial[\rho'(m - m_e) + \rho_s(1 - m)]/\partial t = 0$, $\partial[C'\rho'(m - m_e) + C_s\rho_s(1 - m)]/\partial t = 0$ și $\partial[\rho' c'(m - m_e) + \rho_s c_s(1 - m)]/\partial t = 0$, iar căldura specifică a apei hidrodinamic active se menține practic invariabilă și deci $dc/dt = 0$, astfel încît, potrivit relațiilor (1), (2), (3) și dezvoltării $dc/dt = \partial c/\partial t + \boldsymbol{u}\,\operatorname{grad} c$, se dispune de egalitățile

$$\frac{\partial\tilde{\rho}}{\partial t} = \frac{\partial(\rho m_e)}{\partial t}, \tag{17}$$

$$\frac{\partial(\tilde{C}\tilde{\rho})}{\partial t} = \frac{\partial(C\rho m_e)}{\partial t}, \tag{18}$$

$$\frac{\partial(\tilde{\rho}c)}{\partial t} = \frac{\partial(\rho c m_e)}{\partial t} \tag{19}$$

și

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \boldsymbol{u}\,\operatorname{grad} c = 0 \tag{20}$$

prin intermediul cărora ecuațiile de continuitate (14), (15) și (16) pot fi preluate respectiv sub formele

$$\frac{\partial(\rho m_e)}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho m_e \boldsymbol{u}) = 0, \tag{21}$$

$$\rho m_e\frac{\partial C}{\partial t} + C\left[\frac{\partial(\rho m_e)}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho m_e\boldsymbol{u})\right] + \rho m_e\,\boldsymbol{u}\,\operatorname{grad} C + \operatorname{div}(C\rho m_e\boldsymbol{u}_d) - \mathfrak{N}_0 = 0$$

sau

$$\rho m_e\frac{\partial C}{\partial t} + \rho m_e\,\boldsymbol{u}\,\operatorname{grad} C + \operatorname{div}(C\rho m_e\boldsymbol{u}_d) - \mathfrak{N}_0 = 0, \tag{22}$$

$$\tilde{\rho}\tilde{c}\frac{\partial T^\circ}{\partial t} + cT^\circ\left[\frac{\partial(\rho m_e)}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho m_e u)\right] + \rho T^\circ m_e\left(\frac{\partial c}{\partial t} + \boldsymbol{u}\,\operatorname{grad} c\right) + \rho c m_e\,\boldsymbol{u}\,\operatorname{grad} T^\circ + \operatorname{div}(\tilde{\rho}\tilde{c}T^\circ\tilde{\boldsymbol{u}}) = 0$$

sau

$$\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,\frac{\partial T^{\circ}}{\partial t} + \rho c m_e \boldsymbol{u}\,\mathrm{grad}\,T^{\circ} + \mathrm{div}\,(\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ}\,\tilde{\boldsymbol{u}}_e) = 0. \tag{23}$$

Conform ecuației de stare a înmagazinării (Jacob, 1950; De Wiest, 1966) exprimate prin relația de definiție a coeficientului de înmagazinare eficace $S_e = \partial(\gamma m_e H)/\partial p$, pentru $S_e = \text{const.}$ la presiunea p de înmagazinare a apei eliberabile de greutate specifică $g\rho = \gamma$ pe grosimea H în stratul sau sistemul fisural de grosime $M \geqslant H$ format de roca poroasă sau fisurată cu porozitatea eficace m_e, se pot scrie egalitățile

$$\frac{\partial(\gamma m_e H)}{\partial p} = \frac{\gamma m_e H}{p} = S_e \tag{24}$$

cu care derivata locală a densității masei de apă hidrodinamic activă

$$\frac{\partial(\rho m_e)}{\partial t} = \frac{\rho}{H}\frac{\partial(m_e H)}{\partial t} + m_e H \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\rho}{H}\right) = \frac{\rho}{H}\left[\frac{1}{\gamma}\frac{\partial(\gamma m_e H)}{\partial t} - \frac{m_e H}{\gamma}\frac{\partial \gamma}{\partial t}\right] +$$

$$+ m_e H\left(\frac{1}{H}\frac{\partial \rho}{\partial t} - \frac{\rho}{H^2}\frac{\partial H}{\partial t}\right) = \frac{\rho}{H}\left[\frac{1}{\gamma}\frac{\partial(\gamma m_e H)}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial t} -\right.$$

$$\left. - \frac{\gamma m_e H}{p}\frac{p}{\gamma^2}\frac{\partial \gamma}{\partial t} - \rho m_e\left(\frac{1}{\rho}\frac{\partial H}{\partial t} - \frac{H}{\rho^2}\frac{\partial \rho}{\partial t}\right)\right]$$

se aduce la forma

$$\frac{\partial(\rho m_e)}{\partial t} = \frac{\rho}{H}\left[S_e\left(\frac{1}{\gamma}\frac{\partial p}{\partial t} - \frac{p}{\gamma^2}\frac{\partial \gamma}{\partial t}\right) - \rho m_e\left(\frac{1}{\rho}\frac{\partial H}{\partial t} - \frac{H}{\rho^2}\frac{\partial \rho}{\partial t}\right)\right] =$$

$$= \frac{\rho}{H}\left[S_e\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{p}{\gamma}\right) - \rho m_e\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{H}{\rho}\right)\right]$$

sau

$$\frac{\partial(\rho m_e)}{\partial t} = \frac{\rho}{H}\left[S_e\frac{\partial h}{\partial t} - \rho m_e\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{H}{\rho}\right)\right], \tag{25}$$

unde $h = z + (p/\gamma) + \text{const.}$ este sarcina (cota) piezometrică corespunzătoare presiunii p la cota z față de un nivel de referință constant.

Potrivit legilor liniare de filtrare a lui Darcy, de difuzie a lui Fick și de termoconducție a lui Fourier, densitățile fluxurilor $\rho m_e \boldsymbol{u}$, $C\rho m_e \boldsymbol{u}_d$ și $\tilde{\rho}\,\tilde{c}\,T^{\circ}\tilde{\boldsymbol{u}}_c$ se exprimă (Hubbert, 1940; Polubarinova-Kocina, 1952; Carslaw și Jaeger, 1959; Bear, 1969) sub formele

$$\rho m_e \boldsymbol{u} = -\rho K\,\mathrm{grad}\,h, \tag{26}$$

$$C\rho m_e \boldsymbol{u}_d = -\rho m_e D \operatorname{grad} C \tag{27}$$

sau

$$C\rho m_e \boldsymbol{u}_d = -m_e \mathfrak{D} \operatorname{grad} (C\rho) \tag{27'}$$

$$\tilde{\rho}\tilde{c}\ T^\circ \tilde{\boldsymbol{u}}_c = -\tilde{\varkappa} \operatorname{grad} T^\circ, \tag{28}$$

în care K, D sau $\mathfrak{D}$ și $\tilde{\varkappa}$ sînt respectiv coeficienții de conductibilitate hidraulică (de filtrare), de difuzie moleculară cu tortuozitate sau de dispersie hidrodinamică (de difuzie moleculară cu tortuozitate și dispersie mecanică convectivă) și de conductibilitate termică (de termoconducție), astfel încît se dispune de relațiile

$$\operatorname{div}(\rho m_e \boldsymbol{u}) = \frac{\rho K}{H}\left[\operatorname{div}\left(\frac{H}{K} m_e \boldsymbol{u}\right) + \rho m_e \boldsymbol{u}\left(\frac{H}{\rho K}\right)^2 \operatorname{grad}\left(\frac{\rho K}{H}\right)\right] =$$

$$= -\frac{\rho K}{H}\left[\operatorname{div}(H \operatorname{grad} h) + \rho m_e \boldsymbol{u} \operatorname{grad}\left(\frac{H}{\rho K}\right)\right], \tag{29}$$

$$\operatorname{div}(C\rho m_e \boldsymbol{u}_d) = -\operatorname{div}(\rho m_e D \operatorname{grad} C) \tag{30}$$

sau

$$\operatorname{div}(C\rho m_e \boldsymbol{u}_d) = -\operatorname{div}[m_e \mathfrak{D} \operatorname{grad}(C\rho)], \tag{30'}$$

$$\operatorname{div}(\tilde{\rho}\tilde{c}\ T^\circ \tilde{\boldsymbol{u}}_c) = -\operatorname{div}(\tilde{\varkappa} \operatorname{grad} T^\circ). \tag{31}$$

Prin intermediul relației (25) preluate, pentru $\partial K/\partial t = 0$, sub forma

$$\frac{\partial(\rho m_e)}{\partial t} = \frac{\rho}{H}\left[S_e \frac{\partial h}{\partial t} - \rho K m_e \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{H}{\rho K}\right)\right],$$

precum și al relațiilor (29), (30) sau (30') și (31), din ecuațiile de continuitate (21), (22) și (23) se obțin ecuațiile fundamentale de difuzivitate hidraulică, dispersională și termică

$$S_e \frac{\partial h}{\partial t} - K \operatorname{div}(H \operatorname{grad} h) - \rho K m_e\left[\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{H}{\rho K}\right) + \boldsymbol{u} \operatorname{grad}\left(\frac{H}{\rho K}\right)\right] = 0,$$

$$\rho m_e \frac{\partial C}{\partial t} + \rho m_e \boldsymbol{u} \operatorname{grad} C - \operatorname{div}(\rho m_e D \operatorname{grad} C) - \mathfrak{N}_0 = 0$$

sau

$$m_e \frac{\partial(C\rho)}{\partial t} - C m_e\left(\frac{\partial \rho}{\partial t} + \boldsymbol{u} \operatorname{grad} \rho\right) + m_e \boldsymbol{u} \operatorname{grad}(C\rho) - \operatorname{div}[m_e \mathfrak{D} \operatorname{grad}(C\rho)] - \mathfrak{N}_0 = 0,$$

$$\tilde{\rho}\tilde{c}\frac{\partial T^\circ}{\partial t} + \rho c m_e \boldsymbol{u} \operatorname{grad} T^\circ - \operatorname{div}(\tilde{\varkappa} \operatorname{grad} T^\circ) = 0$$

care se prezintă astfel :

$$S_e \frac{\partial h}{\partial t} - KH \operatorname{div} \operatorname{grad} h = K \operatorname{grad} h \operatorname{grad} H + \rho K m_e \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\left(\frac{H}{\rho K}\right) = \mathfrak{W}(P, t),$$

$$\rho m_e \frac{\partial C}{\partial t} + \rho m_e \boldsymbol{u} \operatorname{grad} C - \rho m_e D \operatorname{div} \operatorname{grad} C =$$

$$= \operatorname{grad} C \operatorname{grad} (\rho m_e D) + \mathfrak{N}_0 = \mathfrak{N}(P, t)$$

sau

$$m_e \frac{\partial (C\rho)}{\partial t} + m_e \boldsymbol{u} \operatorname{grad} (C\rho) - m_e \mathfrak{D} \operatorname{divgrad} (C\rho) = \operatorname{grad} (C\rho) \operatorname{grad} (m_e \mathfrak{D}) +$$

$$C m_e \frac{\mathrm{d}\rho}{\mathrm{d}t} + \mathfrak{N}_0 = \mathfrak{N}'(P, t),$$

$$\tilde{\rho}\tilde{c} \frac{\partial T^\circ}{\partial t} + \rho c m_e \boldsymbol{u} \operatorname{grad} T^\circ - \tilde{\varkappa} \operatorname{div} \operatorname{grad} T^\circ = \operatorname{grad} T^\circ \operatorname{grad} \varkappa = \mathfrak{M}(P, t)$$

şi în definitiv

$$\frac{\partial h}{\partial t} = a \operatorname{div} \operatorname{grad} h + \frac{\mathfrak{W}}{S_e}, \tag{32}$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \operatorname{divgrad} C + \frac{K}{m_e} \operatorname{grad} h \operatorname{grad} C + \frac{\mathfrak{N}}{\rho m_e} \tag{33}$$

sau

$$\frac{\partial (C\rho)}{\partial t} = \mathfrak{D} \operatorname{divgrad} (C\rho) + \frac{K}{m_e} \operatorname{grad} h \operatorname{grad} (C\rho) + \frac{\mathfrak{N}'}{m_e}, \tag{33'}$$

$$\frac{\partial T^\circ}{\partial t} = \tilde{\chi} \operatorname{divgrad} T^\circ + \frac{\rho c}{\tilde{\rho}\tilde{c}} K \operatorname{grad} h \operatorname{grad} T^\circ + \frac{\mathfrak{M}}{\tilde{\rho}\tilde{c}}, \tag{34}$$

unde $KH/S_e = a$, D sau $\mathfrak{D}$ şi $\tilde{\varkappa}/\tilde{\rho}\tilde{c} = \tilde{\chi}$ reprezintă respectiv coeficienţii de difuzivitate hidraulică, dispersională şi termică prin roca acviferă, iar $m_e \boldsymbol{u} = -K \operatorname{grad} h$ reprezintă viteza de filtrare corespunzătoare legii lui Darcy. Prin aceste ecuaţii fundamentale de difuzivitate sînt generalizate toate ecuaţiile particulare de difuzivitate hidraulică, dispersională şi termică cu formele cunoscute (Scheidegger, 1960 ; 1961 ; De Josselin de Jong şi Bossen, 1969 ; Polubarinova-Kocina, 1962 ; De Wiest, 1965, 1969 ; Bear, 1969, 1972 ; Aladiev et al., 1975 ; Gringarten şi Sauty, 1975).

În cazul difuzivităţii orizontale, în care $\partial h/\partial z = 0$, $\partial C/\partial z = 0$ sau $\partial(C\rho)/\partial z = 0$ şi $\partial T^\circ/\partial z = 0$, ecuaţiile (32), (33) sau (33′) şi (34) se reduc respectiv la formele

$$\frac{\partial h}{\partial t} = a\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}\right) + \frac{\mathfrak{W}}{S_e}, \tag{35}$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D\left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2}\right) + \frac{K}{m_e}\left(\frac{\partial h}{\partial x}\frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y}\frac{\partial C}{\partial y}\right) + \frac{\mathfrak{N}}{\rho m_e} \tag{36}$$

sau

$$\frac{\partial(C\rho)}{\partial t} = \mathfrak{D}\left[\frac{\partial^2(C\rho)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(C\rho)}{\partial y^2}\right] + \frac{K}{m_e}\left[\frac{\partial h}{\partial x}\frac{\partial(C\rho)}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y}\frac{\partial(C\rho)}{\partial y}\right] + \frac{\mathfrak{N}'}{m_e} \tag{36′}$$

$$\frac{\partial T^\circ}{\partial t} = \tilde{\chi}\left(\frac{\partial^2 T^\circ}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T^\circ}{\partial y^2}\right) + \frac{\rho C}{\tilde{\rho}\tilde{c}} K\left(\frac{\partial h}{\partial x}\frac{\partial T^\circ}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y}\frac{\partial T^\circ}{\partial y}\right) + \frac{\mathfrak{M}}{\tilde{\rho}\tilde{c}}. \tag{37}$$

Aceste ecuaţii pot fi integrate numeric, cunoscînd condiţiile iniţiale date prin valorile funcţiilor $h = h(x, y, t)$, $C = C(x, y, t)$ sau $C\rho = C\rho(x, y, t)$ şi $T^\circ = T^\circ(x, y, t)$ la un anumit moment t_0, precum şi condiţiile la limită date prin valorile funcţiilor (de tip Dirichlet) sau ale derivatelor lor normale (de tip Neumann) sau încă ale unor combinaţii liniare ale funcţiilor şi derivatelor lor normale (de tip Fourier) pe frontierele sistemului hidrotermomineral investigat.

Dacă se divide domeniul sistemului hidrotermomineral printr-o reţea pătratică cu intervale $\Delta x = \Delta y = \lambda$ şi timpul în intervale egale $\Delta t = \tau$, se notează cu $h_{i,j,k} = h(i\lambda, j\lambda, k\tau)$, $C_{i,j,k} = C(i\lambda, j\lambda, k\tau)$ sau $C\rho_{i,j,k} = C\rho(i\lambda, j\lambda, k\tau)$ şi $T^\circ_{i,j,k} = T^\circ(i\lambda, j\lambda, k\tau)$ sarcina piezometrică, concentraţia sau densitatea elementului sau grupului de elemente considerat şi temperatura în punctul (i, j) la momentul k şi se folosesc operatorii cu diferenţe progresive pentru derivatele locale şi cu diferenţe centrale atît pentru derivatele parţiale în raport cu coordonatele spaţiale cît şi pentru laplacean, atunci ecuaţiile cu derivate parţiale (35), (36) sau (36′) şi (37), se transpun respectiv sub formele ecuaţiilor cu diferenţe finite

$$h_{i,j,k+1} - \left(1 - \frac{4\tau}{\lambda^2} a_{i,j,k}\right) h_{i,j,k} = \frac{\tau a_{i,j,k}}{\lambda^2}(h_{i-1,j,k} + h_{i+1,j,k} + h_{i,j-1,k} + h_{i,j+1,k}) + \tau\left(\frac{\mathfrak{W}}{S_e}\right)_{i,j,k}, \tag{38}$$

$$C_{i,j,k+1} - \left(1 - \frac{4\tau}{\lambda^2} D_{i,j,k}\right) C_{i,j,k} = \frac{\tau D_{i,j,k}}{\lambda^2}(C_{i-1,j,k} + C_{i+1,j,k} + C_{i,j-1,k} + C_{i,j+1,k}) +$$

$$+ \frac{\tau}{4\lambda^2}\left(\frac{K}{m_e}\right)_{i,j,k}[(h_{i+1,j,k} - h_{i-1,j,k})(C_{i+1,j,k} - C_{i-1,j,k}) +$$

$$+ (h_{i,j+1,k} - h_{i,j-1,k})(C_{i,j+1p,k} - C_{i,j-1,k})] + \tau\left(\frac{\mathfrak{N}}{\rho m_e}\right)_{i,j,k} \tag{39}$$

sau

$$C\rho_{i,j,k+1} - \left(1 - \frac{4\tau}{\lambda^2}\mathfrak{D}_{i,j,k}\right) C\rho_{i,j,k} = \frac{\tau\mathfrak{D}_{i,j,k}}{\lambda^2}(C\rho_{i-1,j,k} + C\rho_{i+1,j,k} + C\rho_{i,j-1,k} +$$

$$+ C\rho_{i,j+1,k}) + \frac{\tau}{4\lambda^2}\left(\frac{K}{m_e}\right)_{i,j,k}[(h_{i+1,j,k} - h_{i-1,j,k})(C\rho_{i-1,j,k} - C\rho_{i+1,j,k}) +$$

$$+ (h_{i,j+1,k} - h_{i,j-1,k})(C\rho_{i,j+1,k} - C\rho_{i,j-1,k})] + \tau\left(\frac{\mathfrak{N}'}{m_e}\right)_{i,j,k}, \tag{39'}$$

$$T^\circ_{i,j,k+1} - \left(1 - \frac{4\tau}{\lambda^2}\tilde{\chi}_{i,j,k}\right) T^\circ_{i,j,k} = \frac{\tau\tilde{\chi}_{i,j,k}}{\lambda^2}(T^\circ_{i-1,j,k} + T^\circ_{i+1,j,k} + T^\circ_{i,j-1,k} + T^\circ_{i,j+1,k}) +$$

$$+ \frac{\tau}{4\lambda^2}\left(\frac{\rho c}{\tilde{\rho}\tilde{c}}K\right)_{i,j,k}[(h_{i+1,j,k} - h_{i-1,j,k})(T^\circ_{i+1,j,k} - T^\circ_{i-1,j,k}) +$$

$$+ (h_{i,j+1,k} - h_{i,j-1,k})(T^\circ_{i,j+1,k} - T^\circ_{i,j-1,k})] + \tau\left(\frac{\mathfrak{M}}{\tilde{\rho}\tilde{c}}\right)_{i,j,k}. \tag{40}$$

unde $a_{i,j,k}$, $D_{i,j,k}$ sau $\mathfrak{D}_{i,j,k}$, $\tilde{\chi}_{ijk}(K/m_e)_{i,j,k}$ şi $(\rho cK/\tilde{\rho}\tilde{c})_{i,j,k}$ pot fi numai pozitivi, iar $(\mathfrak{W}/S_e)_{i,j,k}$, $(\mathfrak{N}/\rho m_e)_{i,j,k}$ sau $(\mathfrak{N}'/m_e)_{i,j,k}$ şi $(\mathfrak{M}/\rho c)_{i,j,k}$ pot fi pozitivi sau negativi. Pentru ca soluţiile ecuaţiilor (38), (39) sau (39′) şi (40) să poată converge către soluţiile exacte corespunzătoare ecuaţiilor (35), (36) sau (36′) şi (37), trebuie ca intervalele λ şi τ să fie alese astfel încît $(4\tau a_{ijk}/\lambda^2) \leqslant 1$, $(4\tau D_{i,j,k}/\lambda^2) \leqslant 1$ sau $(4\tau\mathfrak{D}_{i,j,k}/\lambda^2) \leqslant 1$ şi $(4\tau\tilde{\chi}_{i,j,k}/\lambda^2) \leqslant 1$. Asigurarea convergenţei şi stabilităţii acestor soluţii implică o reducere a intervalelor λ şi τ la minimum posibil impus de păstrarea caracteristicilor modelului de mediu continuu.

Dacă se cunosc valorile sarcinii piezometrice, concentraţiei sau densităţii elementului sau grupului de elemente considerat şi temperaturii în punctul (i, j) la momentele k şi $k + 1$, precum şi în punctele $(i - 1, j)$, $(i + 1, j)$, $(i, j - 1)$ şi $(i, j + 1)$ la momentul k cel puţin pentru $k = 0, 1, 2$, atunci prin intermediul sistemului de ecuaţii (38), (39) sau (39′) şi (40) se pot determina valorile medii locale în (i, j) ale parametrilor a, D sau $\mathfrak{D}$, $\tilde{\chi}$, K/m_e, $\rho cK/\tilde{\rho}\tilde{c}$, $\mathfrak{W}/S_e$, $\mathfrak{N}/\rho m_e$ sau $\mathfrak{N}'/m_e$ şi $\mathfrak{M}/\tilde{\rho}\tilde{c}$ presupuşi independenţi de timp pe durata dintre momentele $k = 0$ şi $k + 1 \geqslant 3$. Odată evaluaţi aceşti parametri, aceleaşi ecuaţii pot fi reluate ca relaţii de recurenţă pentru calculul valorilor de prognoză ale sarcinii piezometrice, concentraţiei sau densităţii elementului sau grupului de elemente considerat şi temperaturii în punctul (i, j) la un anumit moment $k + 1 \geqslant 4$ ulterior momentului $k \geqslant 3$ la care se dispune de ultimele valori măsurate

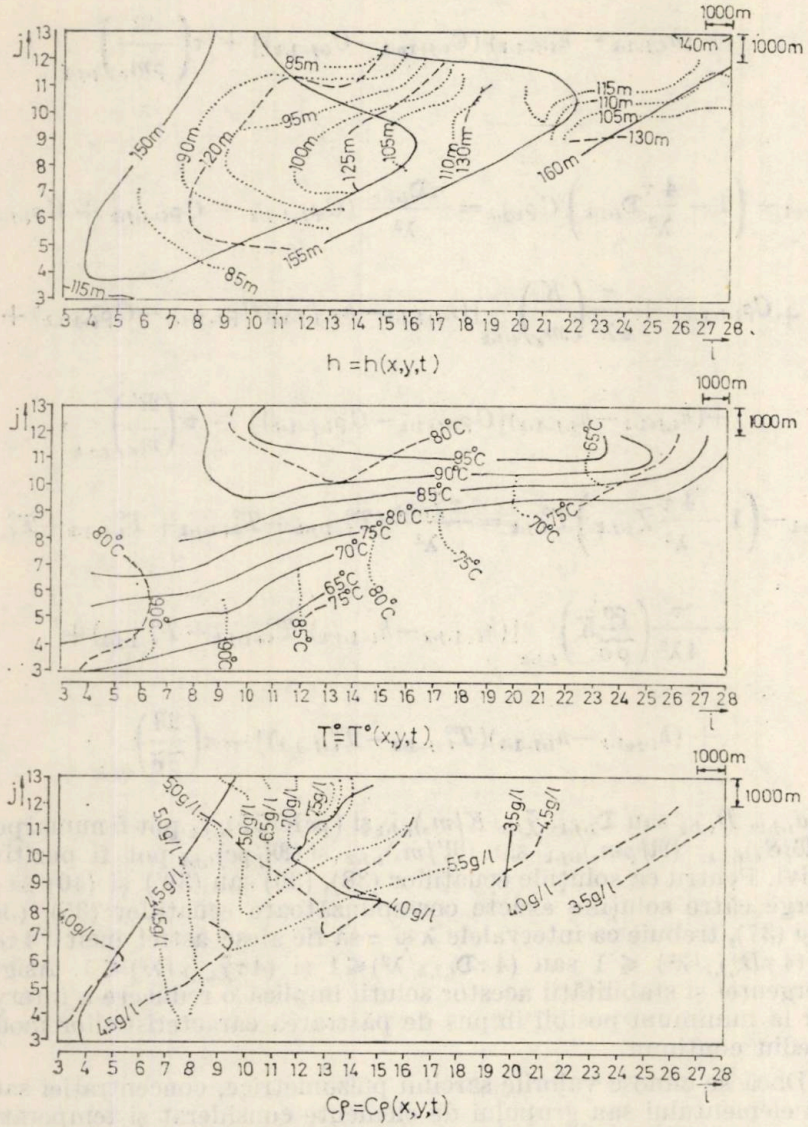


Fig. 1. — Evoluția sistemului hidrotermomineral din panonianul superior de la Biharia—Săcueni pe un subdomeniu reprezentativ, unde hidroizopiezele, hidroizomineralizațiile și hidroizotermele sînt trasate cu linie continuă la momentul inițial t_0, cu linie întreruptă la momentul actual $t_1 = t_0 + 2\,500$ zile și cu linie punctată la momentul ulterior $t_2 = t_0 + 5\,000$ zile.

în punctele (i, j), $(i-1, j)$, $(i+1, j)$, $(i, j-1)$ și $(i, j+1)$. O astfel de prevedere a evoluției în ansamblu a sarcinii piezometrice, mineralizației și temperaturii este posibilă atît timp cît prin exploatare nu se produc modificări esențiale ale condițiilor pe frontierele sistemului hidrotermomineral.

Practic, pe domeniul unui sistem hidrotermomineral și pe frontierele sale cîmpurile $h = h(x, y, t)$, $C = (x, y, t)$ sau $C\rho = C\rho(x, y, t)$ și $T^\circ = T^\circ(x, y, t)$ se determină pe baza unor valori locale obținute prin măsurători periodice în puncte de observație (puțuri și emergențe naturale) dispuse la intervale în general inegale. Interpretînd distribuția valorilor locale în corelație cu condițiile specifice ale sistemului hidrotermomineral se întocmesc hărți hidrogeologice cu reprezentările succesive ale celor trei cîmpuri (hărți cu hidroizopieze sau hidroizohipse, hărți hidrochimice și hărți cu hidroizoterme) pe domeniul investigat presupus acoperit cu o rețea pătratică convenabilă în ale cărei puncte nodale se estimează, pe baza hărților respective, valorile sarcinii piezometrice, concentrației sau densității unui anumit element sau grup de elemente și temperaturi la momentele succesive considerate, astfel încît să fie justificată aplicabilitatea ecuațiilor (38), (39) sau (39′) și (40). Prin intermediul acestor ecuații este posibilă nu numai determinarea parametrilor și prevederea evoluției sistemului hidrotermomineral într-o variantă dată de exploatare, dar și

Tabel

Parametrii cu valorile medii zonale corespunzătoare pătratelor unei rețele de 1000m × 1000 m pe un subdomeniu reprezentativ al sistemului hidrotermomineral din panoniamul superior de la Biharia-Săcueni

Parametrul — Denumirea	Notația	Unitatea de măsură	Valoarea medie zonală — minimă	Valoarea medie zonală — maximă
Coeficientul de difuzivitate hidraulică (de piezoconductibilitate sau de piezotransmisivitate)	a	m²/zi	3,5690	9608,8477
Aportul specific suplimentar (vertical) de apă	$\mathfrak{W}/S_e$	m/zi	−0,020107	−0,006699
Coeficientul de difuzivitate dispersională (de dispersie hidrodinamică)	$\mathfrak{D}$	m²/zi	2,7083	549,1150
Viteza limită (de cădere gravitațională a apei eliberabile) caracteristică propagării prin convecție a mineralizației	K/m_e	m/zi	1,3661	448,9986
Aportul specific suplimentar de mineralizație	$\mathfrak{N}'/m_e$	(g/l)/zi	−0.000033	0,000497
Coeficientul de difuzivitate termică (de termodifuzivitate)	$\tilde{\chi}$	m²/zi	27,3171	1715,3350
Viteza caracteristică propagării prin convecție a căldurii	$\rho cK/\tilde{\rho}\tilde{c}$	m/zi	1,1355	8054,5625
Aportul specific suplimentar de căldură	$\mathfrak{N}/\tilde{\rho}\tilde{c}$	°C/zi	−0,009817	0,006489

simularea comportării sale în alte variante corespunzătoare altor distribuții ale surselor de exploatare pe domeniul investigat și ale debitelor pe surse.

Spre exemplificare, se prezintă rezultatele obținute prin integrarea numerică a ecuațiilor de difuzivitate hidraulică, dispersională și termică pe un subdomeniu reprezentativ al sistemului hidrotermomineral din panonianul superior de la Biharia—Săcueni care evoluează în condițiile termodinamice ale anomaliei geotermice regionale a Depresiunii panonice, unde treapta geotermică are valoarea medie de cca 20 m/°C și în condițiile hidrodinamice ale înmagazinării sub presiune într-o hidrostructură tipică pentru această depresiune. Dispunînd de hărțile cu hidroizopieze, cu hidroizomineralizații și cu hidroizoterme la două momente separate prin intervalul de timp $\tau = 2500$ zile și aplicînd ecuațiile cu diferențe finite în nodurile unei rețele pătratice cu intervalele $\lambda = 1000$ m, parametrii sînt determinați cu valori medii zonale (v. tabelul alăturat) obținute prin rezolvarea sistemelor de ecuații corespunzătoare celor patru vîrfuri ale fiecărui pătrat al rețelei și singurului interval disponibil de timp. Evoluția sistemului hidrotermomineral pe subdomeniul considerat (v. figura 1) este simulată prin intermediul acelorași ecuații preluate însă cu parametrii dați prin valorile medii zonale proprii fiecărui pătrat al rețelei și aplicate pe intervale de timp $\tau = 2500$ zile în nodurile aceleiași rețele pătratice cu intervalele de 1000 m.

Primit în redacție 14 octombrie 1980

BIBLIOGRAFIE

ALADIEV, I. T., TRUSOV V. P., PEREDERY A. D., STRIGIN E. M., SAPEROV E. V. FARDZINOV, V. K. (1975), *Heat and Mass Transfer Processes in Aquifer Systems with Artificially Increased Fracturing.* Proceedings Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, Section VII, 1529—1535.

BEAR J. (1969), *Hydrodynamic Dispersion.* în *Flow through porous media* (ed. R.J.M. DE WIEST) Academic Press, New York and London, 109—199.

BEAR J. (1972), *Dynamics of fluids in porous media.* American Elsevier Publ. Co., Inc., New York, 764.

CARSLAW H. S., JAEGER J. C. (1959), *Conduction of Heat in Solids.* Calderon Press, Oxford.

DE JOSSELIN DE JONG G., BOSSEN M. J. (1961), *Discussion of paper by J. Bear, On the tensor form of dispersion.* Journal of Geophysical Research, **66**, 3623—3624.

DE WIEST R. J. M. (1965), *Geohydrology.* John Wiley and Sons, New York.

DE WIEST R. J. M. (1966), *On the storage coefficient and the equations of ground water flow.* Journal of Geophysical Research, **71**, 1117—1122.

DE WIEST R. J. M. (1969), *Fundamental Principles of Ground-Water Flow.* în *Flow through porous media* (ed. R. J. M. DE WIEST), Academic Press, New York and London, 1—52.

GRINGARTEN A. C., SAUTY J. P. (1975). *Influence de la réinjection sur la température d'un réservoir géothermique utilisé pour le chauffage urbain.* Proceedings Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, Section V, 1365—1370.

HUBBERT, M. K. (1940), *The theory of ground-water motion.* J. Geol., **48**, 785—944.

JACOB C. E. (1950), *Flow of ground water.* în *Engineering Hydraulics* (ed. H. ROUSE), John Wiley and Sons, New York, 321—386.

POLUBARINOVA-KOCINA P. IA (1952), *Teoria dvijenia gruntovîh vod* Gosudarstvennoe izdatelistvo tehnico-teoreticeskoi literaturî, Moskva.

POLUBARINOVA-KOCINA P. IA. (1962), *Theory of Groundwater Movement.* Princeton University Press, Princeton.

SCHEIDEGGER A. E. (1960), *The physics of flow through porous media.* University of Toronto Press, Toronto, 313.

SCHEIDEGGER A. E. (1961), *General theory of dispersion in porous media.* Journal of Geophysical Research, **66**, 3273—3278.

ON THE SIMULATION OF THE BEHAVIOUR OF HYDROTHERMOMINERAL UNDERGROUND SYSTEMS

(ABSTRACT)

The hydraulic, dispersional and thermic diffusivity is responsible for the progressive propagation of the accumulation and discharging of water, mineralization and respectively, heat in an aquiferous rock. For reasons of mathematical advantages, a study of the displacement of some continuous media, hydrothermodynamically equivalent but whose behaviour can be described by the lows of classical physics for fluids, was preferred to that of the actual propagation of water, mineralization and heat. By means of the equations of continuity and of state, by means of Darcy's filtration, Fick's diffusion and Fourier's thermoconduction linear lows, the most general equations of hydraulic, dispersional and thermic diffusivity were established. Finite difference equations are presented making possible not only the determination of the parameters of the hydrothermomineral system, whose exploitation in a certain variant is under way, but also the simulation of the exploitation in any given variant characterized by different patterns and rates of production of the wells with the investigated domain. These equations were obtained by discretising the equations of horizontal diffusivity under the conditions imposed by the conservation of the characteristics of the simulated continuous medium. As an example, one presents the results obtained by integrating numerically the hydraulic, dispersional and thermic diffusivity equations for a specific subdomain of the Biharia-Săcueni hydrothermomineral system located in the upper pannonian sediments.

AL XI-lea SIMPOZION DE FIZICA PĂMÎNTULUI ŞI GEOFIZICĂ APLICATĂ

ŞEDINŢA DE DESCHIDERE
22 decembrie 1980 ora 11

Prezidiul de onoare format din:

Acad. SABBA ŞTEFĂNESCU, prof. LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei R. S. România, prof. RADU BOTEZATU, membru corespondent al Academiei R. S. România, dr. MARIN IVAŞCU, director general al ICEFIZ, dr. ing. ION FOLEA, director general al Direcţiei geologice din Ministerul Minelor, Petrolului şi Geologiei, dr. ing. ION CORNEA, director al Centrului de fizica Pămîntului şi seismologie, ing. CONSTANTIN BURCEA, director al Institutului pentru prospecţiuni geologice, geofizice pentru hidrocarburi şi TOMA PETRE GHIŢULESCU.

Cuvîntul de salut

— Academician SABBA ŞTEFĂNESCU — Cuvînt de deschidere;
dr. MARIN IVAŞCU — Salutul Comitetului de Stat pentru Energie Nucleară;
dr. ing. ION FOLEA, — Salutul Ministerului Minelor, Petrolului şi Geologiei.

— I. CORNEA, D. VOICULESCU: *Reţeaua seismică cu telemetrare a R. S. România.*

Se prezintă configuraţia de ansamblu a reţelei seismice cu telemetrare şi a centrului de achiziţie şi prelucrare a datelor. Se analizează apoi performanţa reţelei din punctul de vedere al erorilor de localizare, al coeficienţilor de corelaţie liniară între parametri hipocentrali şi ai cantităţii de informaţie furnizate de timpii de sosire la staţiile reţelei.

— V. CHIŞCAN, O. DICEA, V. VARODIN: *Prospecţiunea seismică în cadrul cercetărilor geologice pentru hidrocarburi în România.*

În cercetarea geologică pentru hidrocarburi prospecţiunea seismică ocupă un loc hotărîtor.

Dificultatea problemelor geologice de rezolvat a impus dezvoltarea de noi tehnici şi metodologii de achiziţie, prelucrare şi interpretare a datelor obţinute.

În lucrare se prezintă realizările şi tendinţele din activitatea de prospecţiuni seismice a ultimilor ani din R. S. Romania.

— T. P. GHIŢULESCU, D. ROMANESCU, GH. PITULEA, IOANA GHIŢULESCU, ANCA GEORGESCU, T. NEŞTIANU: *Petrogeneză şi petromagnetism în regiunea Baia de Arieş.*

Se prezintă primele rezultate ale unui studiu complex geologic, magnetometric, petrografic şi petrofizic efectuat în zona Baia de Arieş. Avînd un pronunţat caracter metodologic lucrarea îşi propune să contribuie la perfecţionarea interpretării prospecţiunilor magnetice efectuate în ariile de apariţie ale magmatismului neogen.

SECŢIA 1. — CERCETĂRI GEOFIZICE PENTRU RESURSE ENERGETICE ŞI GEOFIZICA INGINEREASCĂ

Prezidează prof. RADU BOTEZATU, membru corespondent al Academiei R. S. România

— LIGIA NARCIZA ATANASIU, R. BOTEZATU, JENICA VUCULESCU: *Asupra posibilităţii de prospectare gravimetrică a unor forme structurale paleogeomorfice.*

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM. 19, P. 157—168, BUCUREŞTI, 1981

Lucrare publicată în Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie, seria GEOFIZICĂ tom 19, 1981.

— P. TĂNĂSESCU : *Cu privire la problematica stocării informaţiilor geologice.*

Limbajul riguros şi restrictiv al calculatoarelor este în discordanţă cu caracterul vag şi flexibil al conceptelor geologice.

Aceasta generează dificultăţi la formalizare, codificare şi stocare.

Comunicarea prezintă o trecere în revistă a acestei problematici, născută din prima tentativă de utilizare a informaticii în cercetarea geologică prin foraje.

— V. CHIŞCAN, LILIANA BĂDESCU, ŞT. CIOBOTARU, MARCELA COSTESCU, V. DUMITRESCU, N. MOLDOVEANU, P. NĂSTASE, C. POPESCU : *Aspecte ale seismicii stratigrafice cu aplicaţie în bazinul Mării Negre.*

Prezenta lucrare abordează unele aspecte ale interpretării stratigrafice ale secţiunilor seismice din bazinul Mării Negre, conform procedeului recomandat de P. R. Vail şi R. M. Mitchum şi constă, în linii generale, din analiza secvenţelor seismice, analiza procesului seismic şi analiza schimbărilor relative ale nivelului mării.

— E. DĂNĂNĂU, A. ZAHARIA, ŞT. ENESCU, D. NEGUŢ : *Creşterea rezoluţiei în prospectarea depozitelor mezozoice de platformă.*

Sînt prezentate soluţii practice de optimizare a parametrilor metodici de teren pentru creşterea rezoluţiei în cercetarea depozitelor mezozoice. Se dau exemple de secţiuni pe care se observă creşterea rezoluţiei în comparaţie cu cea obţinută pe profilele înregistrate anterior în zonă.

— G. IONESCU, NICOLETA DĂNĂLACHE, V. IONESCU, I. POPESCU : *Aspecte ale utilizării prospecţiunii seismice pentru punerea în evidenţă a structurii Paleogenului într-o zonă din Depresiunea Getică.*

Sînt prezentate rezultatele metodicilor aplicate în zonă pentru punerea în evidenţă a structurii Paleogenului demonstrîndu-se eficacitatea înregistrărilor seismice tridimensionale şi a metodelor moderne de prelucrare a datelor pe calculator.

23 decembrie 1980, ora 9

— V. NEGOIŢĂ : *Asupra unor noi domenii de aplicaţie a prelucrării automate a diagrafiilor şi modele matematice corespunzătoare.*

Lucrarea prezintă modelele matematice şi programele de prelucrare automată în rocile constituite din mai mulţi componenţi minerali şi fluizi la care au fost efectuate înregistrări cu micro şi macrodispozitive electrice focalizate şi nefocalizate, diagrafii acustice şi radioactive.

— V. NEGOIŢĂ : *Posibilităţi de detectare şi evaluare cantitativă a cărbunilor şi a altor substanţe minerale solide, utilizînd diagrafiile sondelor de hidrocarburi.*

Prima parte a lucrării prezintă metodele şi aparatura utilizată în acest scop precum şi procedeele de prelucrare şi interpretare a datelor obţinute în sonde forate pentru industria extractivă de hidrocarburi.

Cea de-a doua parte a lucrării prezintă rezultatele obţinute într-o serie de sonde din Depresiunea Getică.

— P. CRISTEA, F. SCURTU, V. SMALBERGHER : *Procedee de prelucrare automată a înregistrărilor seismice de refracţie efectuate la suprafaţă şi în sonde.*

Procedeele bazate pe valorificarea hodografelor undelor alunecătoare frontale şi a celor refractate de trecere, constau în determinarea curbelor tautocrone a căror înfăşurătoare reprezintă limita seismică.

— V. BURUIANĂ, V. CRISTESCU, G. IONESCU, ŞT. IONESCU, FELICIA NICHIFOR, D. POPOVICI, FL. ANTONESCU : *Aspecte ale utilizării metodelor seismice moderne în Depresiunea Maramureş.*

Se prezintă primele rezultate seismice obţinute în Depresiunea Maramureş specificîndu-se metodica utilizată şi prelucrările aplicate.

Este subliniată eficacitatea proceselor de prelucrare, în cazul tratării lor ca o compunere de operatori liniari.

— T. ORBAN, H. MITROFAN : *Posibilităţi de evidenţiere a accidentelor tectonice pe baza măsurătorilor electrometrice şi seismometrice.*

Se face o analogie între rezultatele măsurătorilor geofizice din perimetrul Colonovăţ—Anina şi modelul experimental prezentat de Duda (1965) al variaţiei stressului de comprimare în jurul unei fracturi.

— N. ALEXANDREANU : *Modalitate de prelcrare a profilelor de tip slalom.*

Lucrarea prezintă etapele parcurse pentru obţinerea secţiunii însumate a unui profil seismic plecînd de la înregistrări de teren de tip slalom.

23 decembrie 1980, ora 16

— D. MILCOVEANU : *Mecanism geotermic de migrare a petrolului în zăcăminte secundare. Importanţa prospecţiunii magnetice.*

Se propune un mecanism de migrare a petrolului sub acţiunea termică a intruziunilor eruptive. Este stabilită ecuaţia care descrie cantitativ desfăşurarea fenomenului de migrare pe baza teoriei similitudinii. Este semnalată corelaţia care există între existenţa unei intruziuni eruptive şi prezenţa cîmpurilor petrolifere şi gazeifere adiacente.

— V. ROŞCA, GEORGETA BEŞUŢIU, I. DUMITRU : *Unele consideraţii privind reflectarea structurii Dobrogei de Nord în imaginile gravimetrică şi magnetică.*

Date petrofizice noi privind principalele formaţiuni din Dobrogea de Nord precum şi analize cantitative bazate pe aceste date, prilejuiesc unele consideraţii de ordin structural. În parte consideraţiile făcute au implicaţii de ordin metalogenetic.

— GH. VASILESCU, ŞT. STOICESCU, AL. BABSKOV : *Noutăţi în investigaţia geofizică complexă a sondelor pentru hidrocarburi şi realizări obţinute în ţara noastră în modernizarea metodologiei şi aparaturii de investigaţie.*

Se utilizează o serie de metode combinate de rezistivitate şi porozitate, cu compensarea efectului mediului apropiat — gura de sondă, a fluidelor din strat şi a stratului adiacent.

Metodele utilizate permit determinarea parametrilor cantitativi : rezistivitate reală, porozitate, saturaţie, volum de hidrocarburi, într-o varietate de condiţii privind atît caracteristicile petrofizico-petrografice ale sondelor, cît şi ale mediului găurii de sondă.

— N. IONESCU, V. IAMANDI : *Tehnologii actuale în deschiderea eficientă a stratelor şi punerea în producţie a sondelor de hidrocarburi.*

Se prezintă stadiul dezvoltării metodelor de perforare cu jet cumulativ pentru deschiderea eficientă a stratelor şi punerea în producţie a colectoarelor de hidrocarburi. Este prezentată dinamica lucrărilor şi perspectivele privind utilizarea metodelor moderne de deschidere.

— AL. POPESCU, G. IONESCU, N. GHIZDAVU : *Particularităţi ale generării undelor în Depresiunea Getică şi Panonică.*

În lucrare se arată modalităţile de creştere a puterii de rezoluţie şi a eficienţei economice ale prospecţiunii seismice, în Depresiunea Panonică.

Se scoate în evidenţă eficacitatea metodelor de generare a undelor cu cantităţi mici de exploziv.

24 decembrie 1980, ora 9

— M. CRISTEA : *Contribuții la o istorie a prospecțiunii seismice* (1846—1950).

În lucrare se urmărește cum au apărut și s-au dezvoltat, în timp, unele idei privind generarea vibrațiilor, mediul prin care trec vibrațiile generate, prelucrarea datelor înregistrate etc., în prospecțiunea seismică.

Se menționează și unele noțiuni care, din diverse motive, n-au avut loc în manuale sau n-au fost încă utilizate în practică.

— V. VARODIN, ȘT. COLBAN, M. IANĂȘ : *Utilizarea tunurilor cu aer ca surse de unde în prospecțiunea seismică marină.*

Se prezintă unele aspecte teoretice ale utilizării tunului cu aer ca sursă de unde seismice și comparația cu experimentele efectuate pe Marea Neagră.

— T. MOLDOVEANU, A. STANUCA, IONELA APOPEI : *Investigații seismice în zona amenajării hidrotehnice Siriu—Surduc.*

În lucrare se propune un posibil model de variație a vitezei cu adîncimea care a fost utilizat în prelucrarea datelor seismice de observație (localizări de epicentre).

De asemenea sînt prezentate unele aspecte ale activității seismice locale — distribuția în timp și spațiu, relația frecvență—magnitudine, perioade predominante și estimări ale mișcării terenului în zona investigată.

— A. STANUCA, A. COSMA, TR. MOLDOVEANU, IONELA APOPEI, G. TUDORACHE : *Aspecte ale supravegherii seismice a barajelor din România.*

Lucrarea prezintă în mod sintetic rezultatele observațiilor seismice ale microcutremurelor cu $M_L \leqslant 0$ obținute din noiembrie 1979 pînă în prezent și totodată programul viitor și concepția ISPH-MEE de supraveghere seismică a barajelor importante din Romania.

SECȚIA 2 — CERCETĂRI GEOFIZICE PENTRU SUBSTANȚE MINERALE SOLIDE

22 decembrie 1980, ora 16

Prezidează acad. Sabba Ștefănescu

— J. ANDREI, M. BĂLAN, T. NEȘTIANU : *Surse de anomalii magnetice în ofiolitele Munților Metaliferi, determinate de procese de uralitizare banatitice.*

În jurul intruziunilor banatitice din partea de vest a Munților Metaliferi, care străpung formațiuni ofiolitice, se dispun anomalii magnetice intense. Aceste anomalii sînt determinate de o îmbogățire în magnetit a rocilor ofiolitice, ca urmare a unor procese de uralitizare banatitice.

— J. ANDREI, D. IOANE, C. NEDELCU-ION, M. ROTH : *Contribuții magnetometrice și radiometrice gamma spectrale la cunoașterea structurii subvulcanice cu mineralizații de tip „Porphyry-cooper" Bucium—Tarnița (Munții Metaliferi).*

Cercetările magnetometrice și radiometrice gamma spectrale, întreprinse în zona corpului subvulcanic Bucium—Tarnița, au contribuit la elucidarea unor probleme de ordin structural — magmatic și la studiul aureolelor contactmetamorfice și hidrometamorfice.

— SORIN RĂDAN, SILVIU RĂDAN, MARIA RĂDAN : *Proprietăți magnetice ale unor sedimente lacustre în context geomagnetic și sedimentologic.*

În lucrare sînt prezentate o serie de date privind susceptibilitatea magnetică a sedimentelor de fund din complexul lagunar Razelm—Sinoe și Delta Dunării. Înregistrările magnetice submerse și datele mineralogice și granulometrice existente au permis integrarea rezultatelor petromagnetice în context geomagnetic și sedimentologic.

— L. F. POP : *Cercetări privind aplicarea metodelor de carotaj gama-gama la investigarea forajelor pentru minereuri şi a găurilor de perforator.*

Lucrarea se referă la următoarele probleme : consideraţiuni teoretice asupra carotajului gama-gama pentru minereuri ; studii experimentale pe modele ; lucrări experimentale în găuri de sondă subterane ; lucrări experimentale pentru determinări cantitative în găuri de perforator ; natura anomaliilor înregistrate în carotajul gama-gama combinat.

— S. RĂDAN, RAMONA PLAVIŢA : *Cîteva consideraţii de ordin cantitativ cu privire la imaginea geomagnetică a lentilelor de bauxită.*

Evaluarea efectului magnetic al unor modele de lentile, pe de o parte şi transformarea, în cîteva cazuri studiate, a anomaliilor magnetice primare, folosindu-se analiza în domeniul spectral, pe de altă parte, au condus la obţinerea unor imagini „calculate" sau „filtrate", ce conferă un caracter semnificativ interpretării rezultatelor micromagnetometriei protonice aplicată pentru bauxite.

— L. F. POP, ERIKA LAZĂR, C. LAZĂR D. SVORONOS : *Cercetări radiometrice pentru rezolvarea unor probleme geologice în zone eruptive din Munţii Metaliferi.*

În partea introductivă sînt subliniate : interesul problemei, consideraţii generale asupra posibilităţilor radiometriei de a rezolva probleme geologice, observaţii generale asupra zonelor de lucru. În continuare sînt prezentate lucrările executate în zonele : Bucureşti—Rovina—Valea Dumbrăviţa ; Bucium—Tarniţa, Valea Bradului.

— A. PROCA, E. CLAIN : *Corelaţia dintre anomalia gravimetrică şi relieful prevulcanic în partea de sud-vest a Munţilor Harghita.*

Se prezintă modul de evidenţiere şi analiză a legăturii statistico-matematice dintre anomalia Bouguer şi relieful prevulcanic în partea de sud-vest a Munţilor Harghita şi implicaţiile acesteia în interpretarea geologică a datelor prospecţiunilor microgravimetrice executate.

23 decembrie 1980, ora 9

— RADU BOTEZATU, CONSTANTIN CALOTĂ : *Studiu comparativ al unor procedee de separare a numărului de surse care produc anomalii gravimetrice cumulate.*

S-au prezentat rezultatele unui studiu comparativ privind funcţionarea a două procedee originale de separare a numărului de surse principale, pe multiple cazuri de surse teoretice şi pe cîteva anomalii gravimetrice şi magnetice reale.

S-a evidenţiat buna funcţionare a procedeelor, rezolvarea univocă a problemei şi s-a concluzionat că este utilă folosirea concomitentă a ambelor procedee.

— D. MILCOVEANU : *Cercetarea variaţiei densităţii şi a susceptibilităţii magnetice a rocilor din subsol, pe baza măsurătorilor geofizice de suprafaţă cu ajutorul deconvoluţiei.*

Este prezentată o metodologie de determinare cu ajutorul integralei de deconvoluţie a variaţiei densităţii şi susceptibilităţii magnetice, precum şi dimensiunea corpului perturbator, pe baza măsurătorilor geofizice de suprafaţă. Se poate urmări astfel profilul reliefului fundamentului aflat la mare adîncime.

— M. DUICU, N. LATCU, GH. PENTIUC : *Metoda de fluorescenţă X pentru determinarea Cu Fe, Pb, Zn, S din produsele unei uzine de preparare a minereurilor complexe. Eliminarea efectelor perturbante prin prelucrarea datelor de calculator.*

Se prezintă rezultatele obţinute pe toate cele şase tipuri de produse ale Exploatării de preparare Tarniţa, ce prelucrează minereuri complexe din zăcămîntul Leşul Ursului. Metoda este utilizată pentru optimizarea proceselor de preparare.

— FL. RĂDULESCU : *Utilizarea metodelor matematice în aerospectrometrie gamma.*

Lucrarea îşi propune prezentarea principalelor aspecte ale modelării, utilizarea modelelor în faza de proiectare a lucrărilor aerospectrometrice şi în interpretarea calitativă şi cantitativă a rezultatelor.

— SORIN RĂDAN, MARIA RĂDAN : *Noi imagini petro- şi micromagnetice pentru acumulările de bauxită din Munţii Pădurea Craiului.*

Prin aplicarea micromagnetometriei protonice de precizie înaltă şi a tehnicii petromagnetice în cîteva zone cu lentile de bauxită din Munţii Pădurea Craiului sînt obţinute noi imagini micromagnetice, de acurateţe sporită, respectiv petromagnetice inedite pentru acest tip de rocă. Este definit astfel un concept metodologic de investigare geomagnetică a zonelor cu posibile acumulări de bauxită.

— R. CONSTANTINESCU, I. IONEL : *Identificarea anomaliilor radiometrice.*

t Sînt prezentate procedee de prelucrare a datelor radiometrice emanometrice, gamma-spectrometrice şi geochimice prin metodele statisticii multidimensionale — analiza grupărilor, ana-)iză de tip discriminare şi analiza factorilor.

Se obţine astfel identificarea spaţială şi particularizarea proceselor geochimice care au condus la formarea anomaliilor.

— ERIKA LAZĂR, C. LAZĂR : *Localizarea mineralizaţiilor de sulfuri polimetalice asociate magmatismului banatitic şi ofiolitic din Munţii Metaliferi prin metode geofizice.*

Lucrarea de faţă prezintă sinteza cercetărilor privind posibilităţile metodelor geofizice la localizarea unor mineralizaţii de sulfuri polimetalice situate în condiţii geologice şi de zăcămînt extrem de complicate — filoane de grosimi submetrice, zone de brecifiere, zone de impregnaţie şi zone de skarn.

23 decembrie 1980, ora 16

— M. ONCESCU : *Modelare matematică în radiometrie.*

Prin modelarea interacţiei fotonilor şi a emisiei fotonilor de către radionuclizii familiilor radioactive naturale, se obţine distribuţia energetică şi unghiulară a cîmpului de radiaţii în : (1) foraj care străbate straturi cu minereuri radioactive, (2) foraj investigat prin carotaj gamma-gamma sau gamma selectiv.

— V. ROŞCA, D. VULPESCU, D. ICLOZAN : *Contribuţii electrometrice la cercetarea mineralizaţiilor filoniene de sulfuri polimetalice din zona Coasta Mare — Piciorul Gradului Masivul Toroiaga, Munţii Maramureşului.*

Lucrarea tratează principalele rezultate ale prospecţiunilor electrometrice în corelare cu datele lucrărilor geologice de suprafaţă şi subteran. Se fac precizări asupra semnificaţiei geologice a anomaliilor electrometrice privind orientarea programelor de cercetare în scopul evidenţierii de minereuri polimetalice.

— L. F. POP : *Contribuţii teoretice şi experimentale la aplicarea metodei de analiză prin fluorescenţă X, în variante expeditive, în studiul unor mineralizaţii de cupru, zinc, fier, mangan.*

În lucrare se fac referiri asupra unor consideraţii teoretice în legătură cu metoda de analiză prin fluorescenţă X, în cadrul cărora sînt enunţate o serie de variante de interpretare a rezultatelor. Se prezintă unele aplicaţii pentru cupru, zinc, mangan şi fier. Exemplele se referă la mineralizaţii din ţară. În ultima parte a lucrării sînt prezentate concluziile autorului.

— J. ANDREI, D. IOANE, C. NEDELCU-ION, M. ROTH : *Contribuţii magnetometrice şi radiometrice gamma spectrale la cunoaşterea structurii subvulcanice cu mineralizaţii de tip „Porphyry coopper" Remetea — Rovina (Munţii Metaliferi).*

Cercetările combinate magnetometrice şi radiometrice gamma spectrale, au adus contribuţii la elucidarea unor probleme de interes structural-magmatic, hidrometamorfic şi metalogenetic, privind corpul sulvulcanic Remetea—Rovina, purtător al unei mineralizaţii de tip „Porphyry copper".

— M. DUICU : *Metoda de fluorescenţă X pentru determinarea bariului din minereuri şi produse de preparare ale acestora.*

Se prezintă cîteva variante ale metodei, aplicate pe minereuri din zăcămintele Ostra şi Holdiţa precum şi pe produsele preparării acestora. Se arată modul în care s-a eliminat parţial efectul autoabsorbţiei în probă. Se prezintă şi rezultatele modelării corelaţiilor pe calculator.

— S. RĂDAN, MARIA RĂDAN : *Asupra unor proprietăţi ale susceptibilităţii şi remanenţei rocilor : anizotropie şi stabilitate magnetică.*

Prezentate într-un context teoretic general privind conceptul de anizotropie a susceptibilităţii magnetice şi cel de stabilitate magnetică, rezultatele experimentale obţinute pe o serie de roci sedimentare, vulcanice şi metamorfice din Carpaţii Româneşti dobîndesc, pe lîngă un accentuat caracter metodologic, o semnificaţie mai largă, de integrare în geofizică şi geologie.

— GABRIELA GRABARI : *Spectrometrie nedispersivă a radiaţiei X de fluorescenţă pentru determinarea K, Ca, Ti, Fe, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo în probe geologice.*

Utilizarea unui detector de Si (Li) şi a unui analizor multicanal face posibilă determinarea simultană a K, Ca, Ti, Fe, Rb, Sr, Y, Nb şi Mo, în probe sub formă de pulbere. Se prezintă de asemenea şi un analizor monocanal cu detectori de scintilaţie şi filtre echilibrate (aparatură portabilă) pentru determinări de anomalii de Ti „in situ".

24 decembrie 1980, ora 9

— V. ŞTEFLEA : *Analiză critică a metodelor de filtrare în domeniul spectral şi propuneri metodologice de optimizare a acestora.*

Analiza metodelor de filtrare utilizate în prezent conduce la stabilirea limitărilor şi erorilor care pot să apară în prelucrarea datelor geofizice.

Se indică o metodologie de îmbunătăţire a procedeelor de filtrare şi se dau exemple practice de aplicare.

— M. DUICU : *Metoda de carotaj prin retroîmprăştiere gamma, aplicată în cariera Ostra, în vederea reducerii diluţiei de exploatare.*

Se prezintă o metodă rapidă de investigare radiometrică a găurilor de forare în cariera Ostra, în vederea explodării selective a acestora. Aparatura (analizorul POSS-4) şi instalaţia autopurtată sînt de concepţie românească. Metoda s-a introdus experimental în producţie, documentîndu-se 8—12 găuri/schimb (ceea ce acoperă necesarul zilnic al exploatării).

— I. ANDREESCU, ANCA GEORGESCU, T. NEŞTIANU : *Consideraţii privind anizotropia susceptibilităţii magnetice a formaţiunilor sedimentare pliocene din zona Văii Buzăului.*

Se prezintă rezultatele determinărilor de anizotropie a susceptibilităţii magnetice pe roci sedimentare pliocene şi se încearcă o corelare a acestora cu condiţiile de formare şi istoria ulterioară a formaţiunilor studiate.

— L. BEŞUŢIU : *Asupra semnificaţiei geologice a anomaliei geomagnetice din zona Munţilor Parîng.*

Cercetări magnetometrice aero şi la sol au conturat o importantă anomalie regională în aria Munţilor Parîng. Lucrarea de faţă prezintă un model fizico-matematic posibil al sursei acestei anomalii încercînd în corelare cu informaţii de altă natură, să-i atribuie şi o semnificaţie geologică concretă.

— AL. BABSKOV : *Contribuţii la investigarea şi prelucrarea diagrafiei de rezistivitate focalizată.*

Se prezintă o contribuţie originală la studiul proprietăţilor dispozitivului focalizat — laterolog 7 — utilizat în determinarea rezistivităţii rocilor, pe baza teoriei mediilor „alfa". Se prezintă contribuţia la îmbunătăţirea caracteristicilor tehnico-funcţionale a aparaturii de investigaţie. Se prezintă punctul de vedere în polemica iscată în literatura de specialitate.

SECŢIA 3 — FIZICA PĂMÎNTULUI

22 decembrie 1980, ora 16

Prezidează prof. LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei R. S. România

— FL. RĂDULESCU, V. VARODIN, D. TALOŞ, V. RĂILEANU, A. POMPILIAN : *Particularităţi ale limitei crustă-manta în România.*

Se prezintă principalele rezultate ale înregistrărilor de reflexie la timpi mari, efectuate în perioada 1975—1980 în diferite zone ale României, corelate cu datele sondajelor de refracţie şi cu informaţii din alte zone ale globului.

— D. ENESCU : *Contribuţii la cunoaşterea parametrilor geometrici şi fizici ai focarelor cutremurelor vrîncene.*

Lucrare publicată în Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie, Géophysique, 25, 1981.

— D. DELION, DOREL ZUGRĂVESCU, R. DOROBANŢU, ILEANA FĂTULESCU : *Sistem informatic pentru prelucrarea pe calculator a datelor privind deformările periodice ale globului terestru.*

Este descris sistemul unitar informatic destinat prelucrării pe calculator a datelor obţinute prin înregistrarea continuă în observatoarele de geodinamică a unor aspecte ale deformărilor periodice ale globului terestru.

— DOREL ZUGRĂVESCU, D. DELION, ILEANA FĂTULESCU, R. DOROBANTU : *Variaţii periodice predicţie ale cîmpului gravific pe teritoriul R. S. România.*

Este prezentat algoritmul ce permite calcularea cîmpului gravific predicţie pentru orice punct de pe teritoriul R. S. România pornind de la principalele caracteristici ale mareelor terestre determinate în observatoarele de geodinamică.

— C. RADU, I. RUGINĂ, VALERIA WINTER, G. WINTER : *Studiul experimental al comportării rocilor friabile supuse la încărcarea compresivă uniaxială pseudostatică.*

Se studiază deformarea rocilor friabile şi anume procesele de microfisurare şi rupere, folosind simultan metodele de emisie acustică (EA) şi tensometrie.

Aceasta permite să se urmărească variaţiile deformaţiei rocilor supuse la încărcare compresivă uniaxială pseudostatică şi poate conduce la înţelegerea mecanismului de producere a cutremurelor.

— C. TRIFU : *Analiza din unde Rayleigh a cutremurului vrîncean de la 4 martie 1977.*

Din compararea modelelor de radiaţie teoretice observate pentru undele Rayleigh s-au determinat adîncimea sursei, parametri planului de falie şi momentul seismic : $H = 110$ km, $\Phi = 233°$, $\delta = 82°$, $\lambda = 153°$, $M_0 = (1.63 \pm 0.76) \cdot 10^{27}$ dyne.cm. S-au evaluat de asemenea parametri planului auxiliar $\Phi_S = 327°$, $\delta = 63°$, $\lambda = 9°$.

— M. ANGHEL : *Model de organizare a structurii materiei la nivelul plăcilor tectonice, aplicat în predicţia cutremurelor.*

Se postulează izomorfismul organizării structurii materiei la diferite nivele ierarhice pe baza căruia se elaborează modelul „SEISMZONULUI" şi se dezvoltă o metodă de predicţie teoretică. Se prezintă modul în care a fost obţinută predicţia reuşită a cutremurului din 1 ianuarie 1978 ($M = 5{,}0$).

— V. SMALBERGHER, M. ANGHEL : *Informaţiile tectonice şi modelarea interiorului activ vrîncean, obţinute prin localizarea surselor de radiaţii quakeonice.*

Prin localizarea a peste 1000 de surse (focare seismice) din perioada 1 ian. 1974 — 31 dec. 1979 sînt evidenţiate falii active pe teritoriul României şi se aduce o contribuţie la cunoaşterea imaginii spaţiale a interiorului activ vrîncean prin metoda tomografiei în scopul evitării fenomenului de sumaţie a umbrelor.

— V. GRECU : *Contribuţii la prelucrarea accelerogramelor.*

Sînt analizate erorile ce se introduc în procesul de înregistrare şi digitizare indicîndu-se metode pentru eliminarea lor. Se prezintă un program pentru prelucrarea accelerogramelor.

23 decembrie 1980, ora 9

— V. ŞTEFLEA, DORINA DANCHIV, V. SMALBERGHER : *Metode moderne de prelucrare digitală a datelor geofizice (analiza M.E.M., demodularea complexă, deconvoluţia predictivă şi homomorfică).*

Pentru fiecare din metodele citate în titlu se prezintă bazele teoretice, algoritmii şi programele de calcul electronic. Sînt prezentate exemple de aplicare, în cazuri teoretice şi în cazuri reale, pentru date geomagnetice, seismologice şi de maree terestre, evidenţiindu-se avantajele şi eficienţa diferitelor metode.

— DOREL ZUGRĂVESCU, D. DELION, ILEANA FĂTULESCU, R. DOROBANŢU : *Înclinări ale crustei terestre la Padeş-Gorj şi Crăciuneşti—Deva. Analiza lor în domenii spectrale diferite.*

Este studiată pentru diferite perioade de timp distribuţia unghiulară a înclinărilor crustei terestre puse în evidenţă în observatoarele subterane Padeş—Gorj şi Crăciuneşti—Deva.

Pentru o mai bună înţelegere a fenomenului, studiul este făcut în mai multe domenii spectrale.

— A. APOSTOL, MARIA MOLNAR-VERESS, D. SVORONOS : *Date preliminare asupra unor fenomene cu caracter precursor ale seismelor intermediare.*

Sînt prezentate posibilităţile de evidenţiere, modul de manifestare şi interpretare în termeni fizico-geologici a unor fenomene cu caracter precursor al seismelor intermediare, care conduc la emiterea unui nou model asupra mecanismului de producere al acestora.

— C. DEMETRESCU, M. ENE, MARIA ANDREESCU, GABRIELA POLONIC : *Noi date de flux termic pe teritoriul României.*

Se prezintă cercetări geotermice efectuate în Platforma Moesică, Depresiunea Transilvaniei şi eruptivul neogen Oaş-Gutîi, precum şi modele termice ale crustei în zonele cercetate. Se calculează contribuţia sedimentării şi subsidenţei marilor bazine de sedimentare în stabilirea actualei distribuţii a fluxului termic pe teritoriul României.

— A. SOARE : *Rezultate ale sondajelor geomagnetice de adîncime la Observatorul geofizic Surlari.*

Din analiza unui amplu material de observaţie asupra unor tipuri de variaţii geomagnetice tranzitorii înregistrate pe parcursul unui ciclu de activitate solară, au fost puse în evidenţă modificări ale vectorului de inducţie electromagnetică. Sînt trase concluzii asupra posibilelor cauze interne şi externe ale fenomenului.

— SIEGLINDE IOSIF, T. IOSIF : *Neomogenităţi laterale ale structurii mantalei superioare în sud-estul Europei (România).*

S-au studiat reziduurile duratelor de parcurs ale undelor P pentru 400 cutremure produse în diferite azimute, la distanţe epicentrice de 30° la 80°. S-a pus în evidenţă existenţa unor neomogenităţi în mantaua superioară.

— M. C. ONCESCU, E. DRUŢĂ : *Metoda cvasistatică de determinare a variaţiei temporale a axelor principale de tensiune în focar.*

Se prezintă o metodă de determinare a variaţiei temporale a mecanismului în focar în primele cîteva zeci de secunde. Metoda este aplicată la studiul cutremurului vrîncean de la 4 martie 1977, punîndu-se în evidenţă schimbarea între ele a axelor P şi T.

— M. C. ONCESCU : *Analiza multipolară a cutremurului de la 4 martie 1977.*

Analizînd contribuţia de multipol (pînă la ordinul 2) din cîmpul de radiaţii al cutremurului de la 4 martie 1977 s-a pus în evidenţă o variaţie negativă de volum în sursă şi un moment seismic de $4{,}8 \times 10^{26}$ dyne.cm.

— V. VISARION : *Ipoteze despre producerea fenomenului seismic vrîncean.*

Se propune un model mecanic pentru a explica natura fenomenului seismic vrîncean. Sînt prezentate concluzii ale acestui model care îi atestă plauzibilitatea.

— S. MANTU, E. DRUŢĂ : *Înclinări regionale ale scoarţei terestre în regiunea avanfosei carpatice.*

Din datele de nivelment repetat pe cîteva poligoane, se determină prin metoda sinusului, vectorii de înclinare a unor regiuni ale scoarţei considerate ca plăci rigide, în zona avanfosei.

— I. SĂNDULESCU : *Energetica mişcării seismice.*

Se prezintă în mod sintetic procesele energetice care au loc în scoarţa terestră şi care duc la transformarea energiei mecanice, rezultate din tectonica plăcilor, în energie termică, aceasta în energie potenţială, care se declanşează sub formă de energie mecanică, dezvoltată pe direcţii preferenţiate. Mişcarea seismică tectonică rezultă ca efect al vibraţiei scoarţei terestre, în rezonanţă cu forţa perturbatoare.

23 decembrie 1980, ora 16

— ŞT. AIRINEI : *Contribuţii geofizice la explicarea formării prin coliziune, în conceptul tectonicii plăcilor a catenei meridionale a Carpaţilor din România.*

Sînt prezentate şi discutate datele geofizice semnificative (gravimetrice, magnetice, seismice, sondajului magnetoteluric, cel magnetic vertical, seismologice, seismotectonice şi de vîrste absolute) care argumentează edificarea prin coliziune, între plăcile moesică şi interalpină, a catenei meridionale a Carpaţilor din Romania. În plus, se arată buna corelare între datele geofizice şi cele geologice (unificate de tectonica alpină sub formă de încurbări şi paralelisme între toate structurile mari şi mici, adînci şi superficiale, de formaţiuni tinere şi vechi).

— MARIA STĂNICĂ, D. STĂNICĂ : *Cercetări tehnice şi magnetoteluriee în zona de curbură a Carpaţilor Orientali.*

Lucrarea prezintă informaţii importante de ordin cantitativ privind structura geologică de profunzime din zona flişului şi avanfosei, precum şi determinarea adîncimii limitei superioare a stratului de înaltă conductivitate din mantaua superioară, cu implicaţii în explicarea mecanismului producerii seismelor vrîncene.

— I. CORNEA, GABRIELA POLONIC, V. ŞTEFLEA : *Studiu seismotectonic al zonei Baia Mare — Carei — Halmeu.*

Pe baza datelor seismologice şi geologice existente şi prin folosirea soluţiilor de mecanism în focar pentru unele cutremure mai bine înregistrate se fac consideraţii asupra unor falii active care prezintă interes pentru seismicitatea regiunii studiate.

— T. IOSIF, SIEGLINDE IOSIF : *Mecanismul focal al evenimentului multiplu din 4 martie 1977.*

Se prezintă o analiză detaliată a procesului focal în primele 20 secunde, pe baza unui bogat material de observaţie obţinut de la peste 80 staţii seismice.

Studiul evidenţiază caracterul foarte complex al procesului seismogenetic al evenimentului din 4 martie 1977 : soluţiile de plan de falie pentru şocurile individuale ale secvenţei sînt diferite, indicînd o schimbare a direcţiei tensiunilor principale.

— D. ENESCU : *Contribuţii la cunoaşterea mecanismului de producere a puternicului cutremur vrîncean din 4 martie 1977.*

Lucrarea, publicată în Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie, Géophysique, 24, 1, 1980, conţine soluţiile de mecanism în unda *P*, soluţia de mecanism în undele *P*, *SH*, şi *SV* pentru cutremurul din 4 martie 1977, precum şi rezultatele privind modelul fizico-matematic al focarului.

— M. FRIMESCU : *Consideraţii privind programul de cercetare şi supraveghere globală a ozonului atmosferic.*

Autorul prezintă caracteristicile „Programului global de cercetare şi supraveghere a ozonului atmosferic" iniţiat de Organizaţia Meteorologică Mondială în colaborare cu P.N.U.E. în anul 1977. Se prezintă totodată modul de participare al Institutului de Meteorologie şi hidrologie din România la elaborarea programului.

— D. ENESCU, V. SMALBERGHER : *Funcţii de directivitate şi izoseiste teoretice ale puternicelor cutremure vrîncene.*

Lucrarea, publicată în Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie, Géophysique, 24, 2, 1980, conţine expresiile funcţiilor de directivitate şi izoseistele teoretice calculate de autori pentru cutremurele din 22 octombrie 1940 ($M = 6{,}5$) ; 10 noiembrie 1940 ($M = 7{,}4$) şi 4 martie 1977 ($M = 7{,}2$).

— V. BURLACU, E. DRUŢĂ : *Structura litosferică în zona Vrancea.*

Structura mantalei superioare se obţine pe baza aplicării unei metode cinematice rezultînd o zonă de viteză redusă pentru undele P între 70 şi 110 km adîncime. Metoda spectrală aplicată asupra undelor P de lungă perioadă conduce la grosimea crustei sub staţia MLR de 52 km.

— M. ANGHEL : *Interacţia radiativă a seismzonilor cu surse interne şi externe. Aplicaţii pentru zonele Mediterana, Anatolia şi Vrancea.*

Se extinde modelul seismzonului prin introducerea interacţiilor dintre seismzoni într-o reţea (TERRAGEN) şi dintre seismzoni şi surse externe (legate de Activitatea solară). Anumite particularităţi ale acestor interacţii sînt constatate pentru zonele : Vrancea, Anatolia şi Mediterana.

24 decembrie 1980, ora 9

— M. VISARION, S. VELICIU : *Cîteva consideraţii asupra fluxului termic scăzut observat în Depresiunea Transilvaniei.*

Depresiunea Transilvaniei prezintă cîteva caracteristici deosebite în comparaţie cu bazinele ensialice intra-arc tipice. Pentru a explica minimul de flux termic înregistrat sînt trecute în revistă date geologice şi geofizice recente. Modelele geotermice elaborate indică existenţa unei litosfere mai reci şi cu o grosime mai mare decît în Depresiunea Panonică.

— C. TRIFU, E. DRUŢĂ : *Analiza frecvenţă — timp a semnalelor seismice cu filtru Gauss de egală rezoluţie.*

S-a elaborat un program pentru filtrare cu rezoluţie frecvenţă-timp optimă. Filtrul este foarte sensibil, astfel încît se poate trece, pentru studii de dispersie sau identificări de sosiri, la rezoluţie mărită în frecvenţă sau timp. Programul verificat pe semnale sintetice s-a aplicat pe semnale reale.

— C. RADU, VICTORIA OANCEA, E. DRUŢĂ : *Contribuţii la studiul exploziilor nucleare subterane.*

Folosind date de observaţie de la staţia seismologică Cheia (MLR), s-au calculat discriminanţii de scurtă perioadă (complexitatea, raportul spectral, momentul de ordinul trei al frecvenţei), pentru o serie de explozii nucleare şi cutremure. S-au stabilit relaţiile $m(M)$ şi $m(Y)$ unde Y este încărcătura exploziei.

— M. ANGHEL : *Un nou model fizic pentru explicarea fenomenelor EQL.*

Se explică „misterioasele" lumini observate în timpul producerii unor cutremure puternice (EQL = Earthquake Lights) prin emisia unor fotoni ca urmare a ciocnirilor radiative ale constituenţilor atmosferici datorate transformării undei transmise sol-aer în undă de şoc.

— M. ANGHEL, A. SOARE : *Un model MHD pentru anumite perturbaţii geomagnetice de tip GOLF.*

Pentru explicarea unor particularităţi ale golfurilor înregistrate la Surlari se iau în considerare instabilităţile magnetohidrodinamice care pot apărea în ionosferă, avînd ca rezultat producerea unor incluziuni de plasmă ce se deplasează faţă de sol. Se calculează magnetogramele sintetice corespunzătoare perturbaţiei.

— M. C. ONCESCU : *Calculul parametrilor razei seismice.*

Se prezintă un algoritm de calcul al parametrilor razei seismice : unghiul de emergenţă din focar, timpul de propagare, coeficientul de atenuare şi parametrul *p*. Algoritmul este aplicat pentru modelul de viteze al undelor P (Herrin et al. (1968)).

— C. RADU, M. ANGHEL, V. SMALBERGHER : *Seismicitatea teritoriului României în perioada 1901—1980.*

S-au elaborat catalogul şi harta epicentrală pentru cutremurele româneşti produse după anul 1900, asigurîndu-se omogenitatea informaţiilor, prin localizarea pe baza unui model de viteze unic (Balcani, Herrin-Randall) a tuturor evenimentelor înregistrate la staţiile româneşti şi străine. Fişierul pe bandă magnetică permite o prelucrare rapidă a informaţiei.

24 decembrie 1980, ora 12

ŞEDINŢA DE ÎNCHIDERE

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

- GEOLOGIE
- GEOFIZICĂ
- GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- GÉOLOGIE
- GÉOPHYSIQUE
- GÉOGRAPHIE

REVISTA STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE — GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, comunicări şi note din domeniile

- **gravimetrie,**
- **seismologie şi prospecţiuni seismice,**
- **fizica atmosferei şi meteorologie,**
- **geomagnetism şi aeronomie,**
- **electrometrie,**
- **prospecţiuni geofizice.**

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau cu sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Nu se admit decît cel mult două corecturi la o coală dactilografiată. Fiecare exemplar va fi însoţit de figuri şi grafice, care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, titlul articolului, volumul, numărul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se vor da : titlul integral, editura, locul şi anul de apariţie.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

FLORIAN MARINESCU, **Stratigrafia neogenului din vestul Bazinului Dacic**, 1978, 156 p., 34 fig., 6 pl., 17 lei.

ZĂVOIANU ION, **Morfometria bazinelor hidrografice**, 1978, 175 p., broșat, 13 lei.

GRIGORE MIHAI, **Reprezentarea grafică și cartografică a formelor de relief**, 1979, 248 p., legat, 20 lei.

PARASCHIV DUMITRU, **Platforma Moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi**, 1979, 196 p., 55 fig., broșat, 15 lei.

* * * **Atlasul Republicii Socialiste România** (1974—1979), fasc. 1, 8 pl., 200 lei; fasc. 2, 12 pl., 200 lei; fasc. 3, 21 pl., 150 lei; fasc. 4, 21 pl., 150 lei; fasc. 5, 14 pl., 100 lei.

1982 FEB 18

St. cerc. geol., geofiz., geogr., GEOFIZICĂ, Tom 19, P. 1—168, București. 1981.

I. P. Informația c. 1396

43 867

Lei 40